

dc_995_15

Nagy pontosságú Földrengés Helymeghatározás

Bondár István

MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont

Geodéziai és Geofizikai Intézet

Kövesligethy Radó Szeizmológiai Obszervatórium

MTA Doktori Értekezés

2015

1 Tartalomjegyzék

1	TARTALOMJEGYZÉK	2
2	BEVEZETÉS	4
3	GROUND TRUTH ESEMÉNYEK	7
3.1	GROUND TRUTH OSZTÁLYOZÁS	8
3.2	GT5 KRITÉRIUMOK	9
3.3	IASPEI REFERENCE EVENT LIST	16
4	FÖLDRENGÉS HELYMEGHATÁROZÁS	20
4.1	A FÖLDRENGÉS HELYMEGHATÁROZÁS RÖVID TÖRTÉNETE	20
4.2	A HELYMEGHATÁROZÁSI PROBLÉMA	22
4.2.1	GEIGER MÓDSZERE	23
4.2.2	SEBESSÉGMODELLEK ÉS MENETIDŐ TÁBLÁZATOK	25
4.2.3	MÉLYSÉGÉRZÉKENYSÉG	26
4.2.4	HIBA MÉRLEG	27
4.2.4.1	Mérési hibák	28
4.2.4.2	Modell hibák	29
4.3	LINEARIZÁLT INVERZIÓS MÓDSZEREK	30
4.3.1	FORMÁLIS BIZONYTALANSÁG BECSLÉSEK	32
4.4	NEMLINEÁRIS INVERZIÓS MÓDSZEREK	34
4.5	MULTI-ESEMÉNY MEGHATÁROZÓ MÓDSZEREK	36
4.5.1	HDC-RCA	38
5	AZ ISC FÖLDRENGÉSMEGHATÁROZÓ ALGORITMUS	43
5.1	MENETIDŐ BECSLÉS	44
5.2	A KEZDETI HIPOCENTRUM MEGHATÁROZÁSA	46

5.3	LINEARIZÁLT INVERZIÓ KORRELÁLT MENETIDŐ BECSLÉSI HIBÁKKAL	47
5.3.1	MOTIVÁCIÓ	47
5.3.2	A TELJES ADAT KOVARIANCIA MÁTRIX MEGHATÁROZÁSA	49
5.3.3	ITERATÍV LINEARIZÁLT INVERZIÓS ALGORITMUS	51
5.3.4	VALIDÁCIÓS TESZTEK	56
5.4	FÉSZEKMÉLYSÉG	60
5.4.1	MÉLYSÉGFÁZIS STACK	61
5.5	RELOKÁCIÓS TESZTEK	62
5.5.1	GROUND TRUTH RELOKÁCIÓ	63
5.5.2	AZ ISC BULLETIN AUTOMATIKUS RELOKÁCIÓJA	66
5.5.3	RSTT RELOKÁCIÓK	71
6	ISC-GEM FÖLDRENGÉSKATALÓGUS, 1900-2009	73
7	ILOC	84
8	ÖSSZEFOGLALÁS	87
9	ADATOK ÉS FORRÁSOK	90
10	HIVATKOZÁSOK	91

2 Bevezetés

A földrengések helymeghatározásának és bizonytalanság becslésének hosszú története van, de az elmúlt húsz év során az egyre megbízhatóbb helymeghatározásokat szolgáló módszerek kifejlesztésére irányuló kutatásokat a Comprehensive Test-Ban-Treaty (CTBT) hatékony monitorozása motiválta. A CTBT tárgyalások végső fázisában a Group of Scientific Experts (GSE) 1995-ben elindította a GSETT-3 kísérletet, hogy demonstrálják a valós idejű adatfeldolgozás lehetőségét egy globális állomáshálózat szeizmikus, infraszonikus, hidroakusztikus, és radionuclide állomásainak adatai alapján. Ehhez létrehozták a Prototype International Data Center-t (PIDC) a Center for Monitoring Research (CMR) intézetében, Arlingtonban (Virginia, USA). A PIDC 1995 és 2000 között rendszeresen feldolgozta a kiépülő International Monitoring System (IMS) állomásainak adatait és naponta közölte az egyezményben felsorolt termékeket, köztük az egyik legfontosabbat, a Reviewed Event Bulletint (REB). A CTBTO 1998-ban állt fel Bécsben, 2000-től kezdődően átvette a PIDC szerepét.

Az IMS állomáshálózat teljes kiépítettségében 50 elsődleges és 120 segéd szeizmológiai állomást, 60 infraszonikus állomást, 11 hidroakusztikus állomást valamint 80 radionuclide állomást foglal majd magába. Az IMS hálózat elsődleges állomásai többségükben szeizmológiai állomáscsoportok (seismic array), amelyek adatainak feldolgozásával jelentős jel/zaj arány növekedés érhető el. Emiatt az IMS hálózat detekciós küszöbe alacsony és képes az egyezmény által célzott, 10 kT töltetnél nagyobb atomrobbantásokat detektálni.

Az egyezmény felkínálja az On-Site Inspection (OSI) lehetőségét arra az esetre ha az egyik tagállam az egyezmény megsértésére gyanakodik. A terület amit egy OSI bejárhat, nem haladhatja meg az 1,000 km²-t. Azonban egy ritka, teleszeizmikus

hálózattal, mint az IMS, különösen nehéz ezt a követelményt teljesíteni. A 90%-os konfidencia hibaellipszisek területe nemcsak gyakran meghaladja az $1,000 \text{ km}^2$ területet, hanem Bondár (1997; 1998) kimutatta, hogy a PIDC REB 90%-os konfidencia ellipszisei tipikusan csak az esetek 50%-ban tartalmazzák az események valódi helyét. A PIDC REB helymeghatározásainak összehasonlítása a National Data Center (NDC) helymeghatározásokkal szintén szisztematikus eltéréseket mutatott a világ számos táján.

Ezek a megfigyelések arra ösztönözték a GSE-t, hogy elindítsa az IMS hálózat lokáció kalibrációját. A GSE előírta a ground truth (pontosan ismert vagy nagy pontossággal meghatározott) események gyűjtését, amik a szükséges menetidő korrekciók kifejlesztését és tesztelését szolgálják. Az IMS lokáció kalibrációja magába foglalja különböző állomás és hullámút korrekciók meghatározását akár empirikus módon vagy modellek alapján, valamint olyan új algoritmusok kifejlesztését amik az előzőeknél megbízhatóbb becslést adnak az események helyére és annak hibabecsléseire.

Ez a folyamat még ma is tart, és büszke vagyok arra, hogy a kezdetektől fogva aktív részese lehettem, lehetek az IMS hálózat kalibrációjának. Ebben a dolgozatban azokat az eredményeket foglalom össze, amik még az IMS hálózat kalibrációján is túlmutatnak és globális jelentőséggel bírnak.

A 3. fejezet a ground truth események definícióját, azonosítási technikáit és a IASPEI Reference Event Lista leírását adja. A 4. fejezet a földrengés helymeghatározási problémát taglalja és áttekintést ad a különböző földrengésmeghatározó módszerekről. Az 5. fejezet az International Seismological Centre (ISC) helymeghatározó algoritmusát részletezi, a 6. fejezet pedig a több mint száz évet felölelő ISC-GEM globális műszeres katalógust mutatja be. A 7. fejezet az ISC lokátor továbbfejlesztett,

dc_995_15

a Magyar Nemzeti Szeizmológiai Szolgálat igényeihez alkalmazkodó változatát vezeti be. Végül a 8. fejezet az eredmények összefoglalását adja.

3 Ground truth események

Ground truth események - olyan szeizmikus események (földrengések, robbantások) amelyek helye, mélysége és kipattanási ideje nagy pontossággal ismert – ugyanolyan szerepet játszanak a szeizmológiában mint a földmérési alappontok a geodéziában.

A geodétákkal ellentétben azonban a szeizmológusok csak igen ritkán tudják egy esemény pontos helyét, így a szisztematikus helymeghatározási torzítások a Föld belsejének tomográfiai leképezésébe terjedhetnek tovább. Ezért ground truth (GT) események szükségesek nemcsak annak mérésére, hogy egy helymeghatározó algoritmus mennyire pontosan tudja meghatározni egy földrengés helyét, hanem háromdimenziós sebességmodellek kifejlesztésére, tesztelésére és értékelésére is.

A földrengéskatalógusok elsősorban teljességre törekszenek, ami egyben azt is jelenti, hogy pontos helymeghatározások keverednek kevésbé pontosakkal, vagy kimondottan hibásakkal. A katalógusokban publikált formális hibabecslések sem sok segítséget jelentenek, mert a mögöttük lévő statisztikai feltételezések (normális eloszlású, zéró-átlagú, korrelálatlan hibák) csak ritkán teljesülnek. A szeizmikus hullám fázisok (P, S, stb) beérkezési idejének mérési hibáinak eloszlása tipikusan aszimmetrikus (Buland, 1986) és multimodális is lehet, valamint hasonló hullámutak mentén a menetidők becslése korrelált hibákat eredményez.

Különbséget kell tennünk pontosság (precision) és pontosság (accuracy) között is.

A formális hiba ellipszis, akár *a posteriori* menetidő reziduálokból (Flinn, 1965) akár a mérési hibák *a priori* becsléseiből (Evernden, 1969) számolják őket, függ a mérések (fázis beérkezési idők) számától, és így a földrengés helymeghatározás precízióját jellemzi statisztikai értelemben. Más szavakkal, minél több mérés áll rendelkezésre, annál precízebb az eredmény és annál kisebb a mérések szórása, vagyis a hibaellipszis.

Ennek nyilvánvalóan csak akkor van köze a helymeghatározás pontosságához (accuracy), ha a fenti statisztikai feltételek teljesülnek, vagyis, ha a sebességmodell pontosan tükrözi a valós sebességviszonyokat a Föld belsejében és nincsenek szisztematikus modell vagy mérési hibák. A helymeghatározás pontossága az esemény valódi helyétől való eltérés, amit ground truth információ nélkül lehetetlen meghatározni.

3.1 Ground Truth osztályozás

A ground truth események rendszeres azonosítása és gyűjtése a kilencvenes évek közepétől kezdődött, a US National Laboratory-kban (Sweeney, 1996; 1998) és a Center for Monitoring Research-nél (CMR, más néven a Prototype International Data Center, PIDC), nyilvánvaló összefüggésben a CTBT verifikálhatóságával. Bondár et al. (1999a; 2001) létrehozta a PIDC Ground Truth adatbázist, és bevezette a ground truth osztályozást (GTx) az adatbázisban szereplő események jellemzésére. Eszerint a GT mögött álló szám az esemény helymeghatározási pontosságát (GT accuracy) jelöli.

GT0, GT1 GT2: 0-2 km helymeghatározási pontosság független forrásokból

Ezek a kategóriák olyan eseményeket tartalmaznak, ahol az esemény helye (és sokszor a kipattanási ideje) ismert független forrásokból, vagy egy bányához vagy kőfejtőhöz köthető legalább 2km-es biztonsággal. Ebbe a kategóriába tartozik a földalatti atomrobbantások túlnyomó része, valamint bejelentett kémiai robbantások (kalibrációs robbantások, refrakciós szelvények nagy töltetű robbantásai, stb), és bányabeli robbantások. Az atomrobbantásoktól eltekintve csak igen kevés robbantást lehet regisztrálni teleszeizmikus (20°-nál nagyobb) távolságokból. Továbbá, mint ahogy az a **4. ábrán** is látszik, a GT0-2 események földrajzi eloszlása is meglehetősen

egyenetlen. Ezért szükség van megbízhatóan meghatározott földrengések bevonására is a ground truth adatbázisba.

GT5: 5 km helymeghatározási pontosság szeizmológiai hálózatok adataiból

Ebbe a kategóriába, néhány atomrobbantástól eltekintve, földrengések tartoznak, amelyek helye, mélysége és ideje a szeizmológiai hálózatok adataiból lett meghatározva, és ahol a hipocentrum paraméterek bármelyike hibával terhelt. A GT5 földrengések szerepe igen jelentős az új helymeghatározási algoritmusok és háromdimenziós tomográfiai sebességmodellek tesztelésében, mert ennél kisebb pontosságú események nem használhatók erre a célra (ha a helymeghatározásban várható javulás 5-10 km, akkor GT10 vagy GT25 eseményekkel nem lehet a javulást mérni).

GT10, GT25: 10-25 km helymeghatározási pontosság

Ide olyan, kisebb megbízhatóságú földrengések tartoznak, amik jó minőségű adathalmazt szolgáltatnak egy tomográfiai inverzióhoz, de az eredmények tesztelésére már nem alkalmasak.

3.2 GT5 kritériumok

Sweeney (1996) megvizsgálta annak a lehetőségét, hogy ki lehet-e választani referencia eseményeket az International Seismological Centre (ISC) és az US Geological Survey National Earthquake Information Center (NEIC) bulletinjaiból, amik túlnyomóan teleszeizmikus adatokat tartalmaznak. Azt javasolta, hogy azoknak az eseményeknek a pontossága 10-15 km ahol az állomások által bezárt maximális azimutális hézag kisebb mint 200° , és legalább 50 első beérkezés áll rendelkezésre.

Később Sweeney (1998) ezt úgy módosította, hogy a teleszeizmikus azimutális hézagnak kisebbnek kell lennie 90° -nál a 15 km-es pontosság elérésére.

Engdahl et al. (1998) létrehozta az EHB, “groomed” ISC katalógust, az *ak135* menetidő táblák (Kennett et al., 1995), későbbi beérkezések és állomás-specifikus korrekciók alkalmazásával. Myers és Schultz (2001) azt találta, hogy az epicentrumok pontossága az EHB bulletinben 15 km-nél jobb, amennyiben az azimutális hézag kisebb, mint 90° . Nagyjából ez a teleszeizmikus adatokból elérhető pontossági limit. Idővel nyilvánvalóvá vált, hogy az IMS hálózat helymeghatározási kalibrációjához ehhez nagyobb pontosságú földrengések szükségesek.

Bondár et al. (2004a) a szeizmológiai hálózat geometriáján alapuló szelekciós kritériumokat állított fel, hogy megállapítsa a bulletinekből publikált események helymeghatározási pontosságát. A kritériumok nagy állomássűrűségű helyi hálózatok adataiból Monte Carlo analízis segítségével lettek meghatározva. A Monte Carlo analízis során véletlenül kiválasztott alhálózatokkal újra és újra meghatározták a GT0 események helyét, és mérték a helymeghatározás pontosságát. Eszerint a kritériumok azonosítanak egy potenciális GT5 eseményt 95%-os konfidencia szinten, ha a lokális, 250 km-en belüli hálózat

1. legalább 10 állomást tartalmaz,
2. az azimutális hézag kisebb, mint 110° ,
3. a másodlagos azimutális hézag kisebb, mint 160° ,
4. legalább egy állomás 30 km-en belül regisztrálta az eseményt.

A másodlagos azimutális hézag fogalmának bevezetésével (a legnagyobb azimutális hézag amit egy állomás bezár, **1. ábra**) a fenti GT5 kiválasztási kritériumok sikeresek voltak potenciális GT5 események kijelölésében. A másodlagos azimutális hézag

különösen érzékeny arra az állomásra amelyik aránytalanul nagy súllyal szerepel a földrengés helyének meghatározásában és így komoly helymeghatározási torzítást okozhat. A másodlagos azimutális hézag implicit módon magában foglal megkötéseket az elsődleges azimutális hézagra és az állomások minimális számára, de érzéketlen arra, hogy egymás közelében lévő állomások korrelált menetidő becslési hibákat generálhatnak. Továbbá, a 250 km-es körzet magába foglalja a Pg/Pn kereszteződési távolságot (ahol a menetidő görbék keresztezik egymást, és a Pn válik az első beérkezéssé), és így a kritériumok szenvedhetnek fázis azonosítási hibáktól.

A fenti problémák kiküszöbölésére Bondár és McLaughlin (2009a) felülvizsgálta a GT5 kiválasztási kritériumokat. A Pg/Pb és a Pg/Pn kereszteződési távolságok elkerülésére 150 km-re csökkentették azt a távolságot amin belül az állomásokat figyelembe veszik, és bevezettek egy új mérőszámot ami az optimális, azimutálisan egyenletes eloszlású állomáshálózat geometriájától való eltérést méri.

A hálózatminőség mérték, Δu az átlagos abszolút deviáció a legjobban illeszkedő egyenletes eloszlású állomáshálózattól. Ha az állomások növekvő esemény-állomás azimut szerint vannak rendezve, akkor az alábbi kifejezés adja meg a hálózatminőség értékét.

$$\Delta u = \frac{4 \sum_{i=0}^{N-1} |esaz_i - (unif_i + b)|}{360N}, \quad b = \frac{\sum_{i=0}^{N-1} esaz_i - \sum_{i=0}^{N-1} unif_i}{N}, \quad 0 \leq \Delta u \leq 1 \quad (1)$$

ahol N állomások száma, $esaz_i$ az i -edik esemény-állomás azimut, és $unif_i = 360i / N$.

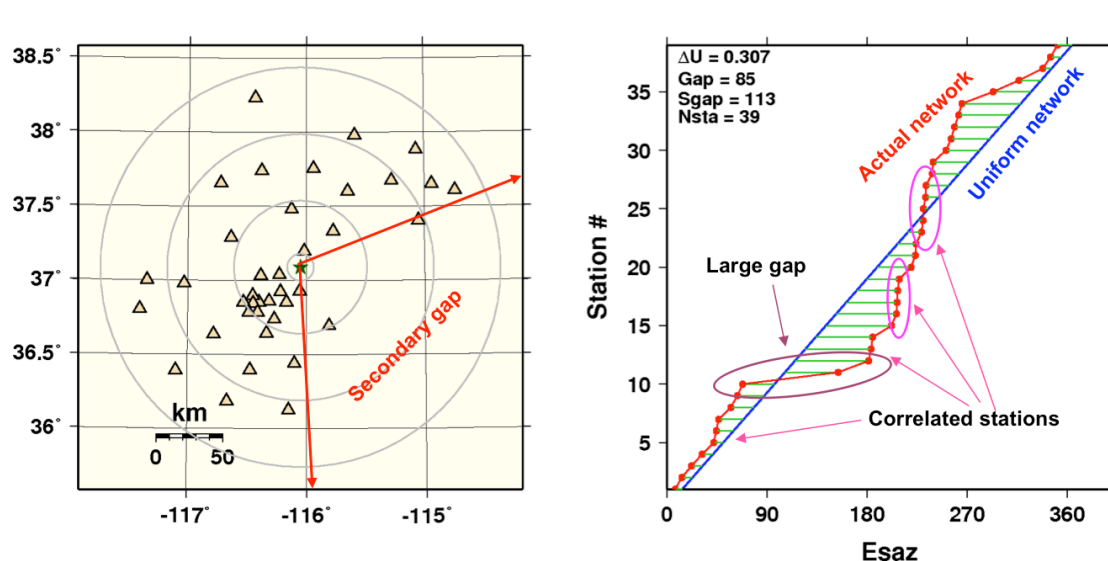
A hálózatminőség paraméter úgy van normalizálva, hogy $\Delta u = 0$ amikor az állomások azimutálisan egyenletes eloszlást követnek, és $\Delta u = 1$ amikor az összes állomás ugyanabból az azimutból látszik. Mivel a nagy azimutális hézagok vagy potenciálisan korrelált állomások (állomások hasonló azimuton) egyaránt eltérést okoznak az

optimális egyenletes eloszlástól, a mérték érzékeny a mindkét potenciális hibaforrásra.

A hálózatminőség mérték hasonló a nemparametrikus Kolmogorov-Smirnov

statisztikához, ami két valószínűség eloszlás közötti maximális abszolút deviációt méri.

Az **1. ábra** illusztrálja a másodlagos azimutális hézag és a hálózatminőség mérték jelentését.



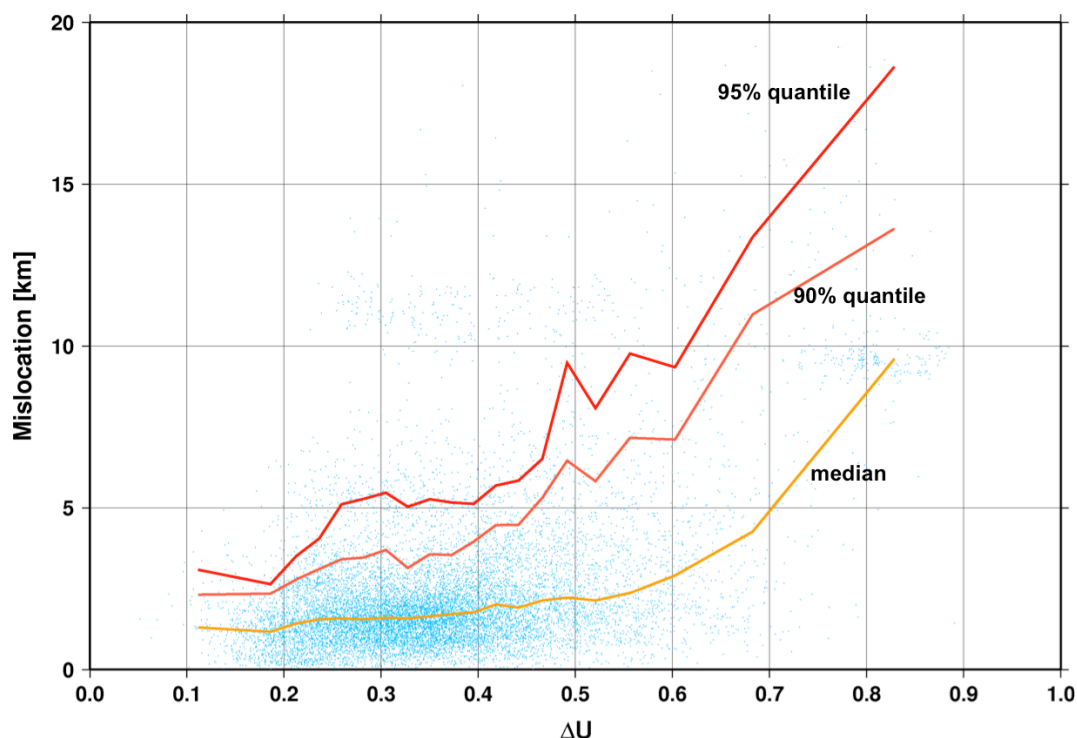
1. ábra. A másodlagos azimutális hézag az a maximális azimutális hézag amit egy állomás bezár (bal). A hálózatminőség mérték az optimális, azimutálisan egyenletes eloszlású állomáshálózattól való átlagos abszolút deviációt méri (zölddel sátrózott terület). Nagy azimutális hézagok és hasonló azimut mentén sorakozó állomások egyaránt növelik a deviáció mértékét (jobb).

Bondár és McLaughlin (2009a) 47 GT0, sűrű lokális állomáshálózattal regisztrált robbantás (35 atomrobbantás a Nevada Test Site-ről, 1 atomrobbantás Amchitkáról, Alaszka, kalibrációs robbantások a Holt tengerről és a Negev sivatagból, valamint 7 robbantás a Vrancea99 refrakciós szelvényről) adatain végzett Monte Carlo szimulációt annak érdekében, hogy új GT5 szelekció kritériumokat fejlesszen ki. A Monte Carlo szimuláció során véletlenül kiválasztott alhálózatokkal újra és újra meghatározták a robbantások helyét egy standard helymeghatározó programmal (LocSAT, Bratt és Bache, 1988), csak az első beérkezéseket és *akl35* menetidő becsléseket használva. Összesen 15,000 realizációt generáltak a Monte Carlo analízis

során, amelyek a legkülönbözőbb állomáshálózat geometriákat produkáltak. A **2. ábra** a helymeghatározás hibáját mutatja a hálózatminőség mérték, Δu függvényében.

A medián, 90% és 95%-os kvantilis görbék szintén fel vannak tüntetve az ábrán.

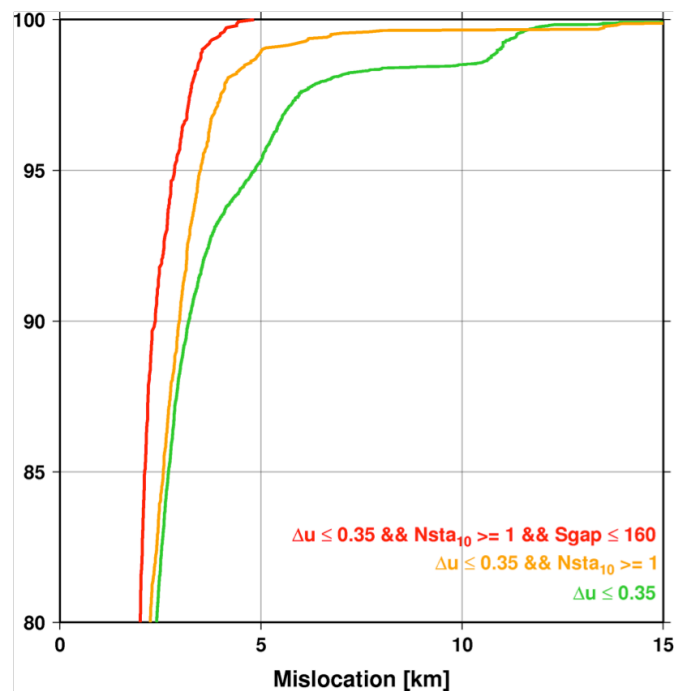
Ha 95%-os biztonsággal kívánjuk kiválasztani a potenciális GT5 helymeghatározását, akkor a $\Delta u = 0.35$ érték jó választásnak tűnik.



2. ábra. A Monte Carlo realizációk a valódi, GT0 epicentrumtól való eltérése a hálózatminőség mérték, Δu függvényében (kék pontok). A $\Delta u = 0.35$ érték 95%-os biztonsággal választja ki a GT5 helymeghatározásokat.

A **3. ábra** a Monte Carlo realizációk során meghatározott epicentrumok a valódi epicentrumtól való eltéréseinek kumulatív eloszlásfüggvényét mutatja, egyre szigorodó szelekciós kritériumok mellett. Mint láttuk, a $\Delta u = 0.35$ kritérium mellett a kiválasztott lokalizációk 95%-a a valódi epicentrum 5 km-es körzetén belül van. Ha ehhez még hozzávesszük azt is, hogy legalább egy állomás legyen az epicentrum 10 km-es körzetében, akkor a kiválasztási konfidencia 98%-ra nő, és nem mellékesen a mélységmeghatározás megbízhatósága is jelentősen javul. Végül, ha még azt is

előírjuk, hogy a másodlagos azimutális hézag kisebb legyen mint 160° , akkor majdnem százszázalékos biztonsággal választjuk ki a GT5 helymeghatározásokat.



3. ábra. A Monte Carlo realizációk a valódi, GT0 epicentrumtól való eltérésének kumulatív eloszlásfüggvénye egyre szigorodó szelekciós kritériumok mellett.

A fentiek szerint az új szelekciós kritériumok 95%-os konfidencia szinten azonosítanak egy potenciális GT5 eseményt, ha a lokális, 150 km-en belüli hálózatra

1. a hálózatminőség mérték, $\Delta u \leq 0.35$,
2. a másodlagos azimutális hézag kisebb, mint 160° ,
3. legalább egy állomás 10 km-en belül regisztrálta az eseményt.

Annak érdekében, hogy kizárjuk azokat a tipikusan kis magnitúdójú eseményeket amiket csak egy helyi hálózat regisztrál és emiatt nem sokban járulnának hozzá az IMS hálózat lokációs kalibrációjához vagy regionális/globális sebességmodellek kiértékeléséhez, azt is előírjuk, hogy az eseményt regisztrálják 300-400 km-nél távolabbi regionális állomások is. Az esemény mélységének és kipattanási idejének pontossága általában nem éri el az epicentrumét, mivel ezek nem a hálózat

geometriájától, hanem a sebességmodell minőségétől és a mélységre érzékeny fázisok jelenlététől függenek. Annak az előírása, hogy legalább egy állomás legyen az epicentrum közvetlen közelében azt szolgálja, hogy az adatok elegendő felbontást hordozzanak a mélység meghatározására és így a mélység – kipattanási idő trade-off elkerülésére.

Az új, Bondár és McLaughlin (2009a) GT5 szelekciós kritériumok szigorúbbak, mint a Bondár et al. (2004a) kritériumok, amennyiben kevesebb eseményt azonosítanak GT5 jelöltként, de ez csak javítja a GT adatbázis minőségét és megbízhatóságát. Jobb elveszíteni néhány GT5 eseményt, mintsem nem odavaló eseményekkel szennyezni az adatbázist.

Hangsúlyozzuk, hogy a fenti GT5 szelekció kritériumok arra lettek kifejlesztve, hogy egy globális vagy regionális bulletinben azonosítani tudjuk a potenciális GT5 jelölteket, anélkül hogy tudnánk, hogy milyen módon (sebességmodell, helymeghatározó algoritmus, stb) készült a bulletin. A kritériumok alkalmazása nem helyettesíti az események behatóbb tanulmányozását. A hullámformák alapos analízisével csökkenthető a beérkezési idők mérésének hibája, optimális sebességmodellekkel vagy hullámút-specifikus korrekciók alkalmazásával csökkenthető a modell hiba. Ilyen és hasonló részletes analízissel a helymeghatározás pontossága a fenti kritériumok teljesítése nélkül is elérheti a néhány kilométert (Richards et al., 2006; Boomer et al., 2010, 2013).

Alaposabb földrengés tanulmányok gyakran alkalmaznak multi-esemény meghatározó algoritmusokat (multiple-event location), amik egy egész esemény klaszter helyét határozzák meg egyszerre (Douglas, 1967; Dewey 1972; Jordan és Sverdrup, 1981; Pavlis és Booker, 1983; Got et al., 1994; Waldhauser és Ellsworth, 2000; Zhang és

Thurber, 2003; Engdahl et al., 2006; Bondár et al., 2008; Myers et al., 2007, 2009).

A multi-esemény meghatározó algoritmusok nagyon pontosan képesek meghatározni az események relatív, egymáshoz képesti pozícióját, de egy bizonyos veszteség az abszolút helymeghatározás pontosságában, ami egy konstans, meghatározatlan eltolásként manifesztálódik az összes lokációban, jól dokumentált (Douglas, 1967; Jordan és Sverdrup, 1981; Pavlis és Booker, 1983). Ezért modern multi-esemény meghatározó tanulmányok független GT információt, például létező GT eseményeket (Ritzwoller et al., 2003; Bondár et al., 2004b), óceán bathymetriát (Pan et al., 2002), műholdas (Bennett et al., 2010; Fisk 2002) és InSAR képeket (Biggs et al., 2006; Parsons et al., 2006), valamint aktív törésvonal térképeket (Waldhauser és Richards, 2004) használnak az abszolút pozíciók meghatározására. Bondár et al. (2008) az esemény klaszter által körülölelt lokális állomások pozícióit, mint GT0 megkötéseként használ az események abszolút helyének meghatározására, és megmutatta, hogy bizonyos feltételek teljesülése esetén a módszer alkalmas GT5 pontosságú eseményeket szolgáltatni.

3.3 IASPEI Reference Event List

Az International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI) Commission on Seismic Observation and Practice elismerte a PIDC Ground Truth adatbázis fontosságát az International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) 30th General Assembly során létrehozta a IASPEI Working Group on Reference Events munkacsoportot, hogy támogassa a GT események gyűjtését.

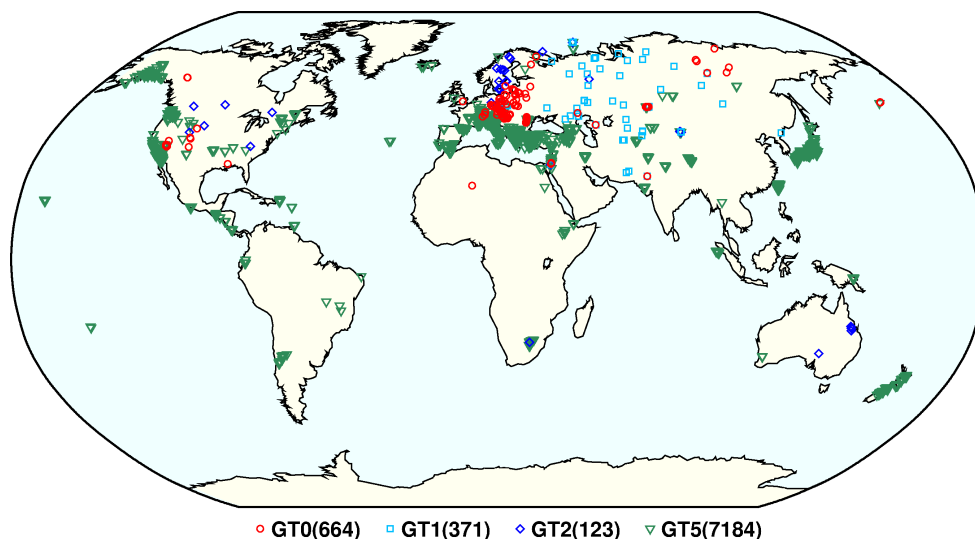
Az IUGG 35th General Assembly során a IASPEI adaptálta a Bondár és McLaughlin (2009a) Ground Truth adatbázist IASPEI Reference Event List néven, aminek 2008 óta az International Seismological Centre (ISC) ad otthont. GT0-5 események letölthetők, kereshetők és benyújthatók az ISC weboldalon (www.isc.ac.uk/gtevents/).

A IASPEI Reference Event List tartalmazza a GT5 vagy jobb minőségű földalatti atomrobbantásokat a Nuclear Explosion Database-ből (Bennett et al., 2010); GT0-5 kémiai robbantásokat, bányarobbantásokat és néhány földrengést a Bondár et al. (2004b) referencia esemény listából, 2,275 GT5 földrengést amit a Bondár et al. (2008) multi-esemény meghatározó módszer generált, a Bondár és McLaughlin (2009a) GT5 szelekciót az EHB és ISC bulletinekből, valamint néhány tucat földrengést publikált lokális hálózat tanulmányokból. Minden egyes referencia eseményt legalább egy publikáció jellemez, elismerve azok munkáját akiknek köszönhető a GT esemény feldolgozása.

Az ISC félévenként összeállít egy GT5 listát a Bondár és McLaughlin (2009a) szelekciós kritériumok alkalmazásával. A kiválasztott eseményeket újra meghatározzák ezúttal csak a lokális, 150 km-en belüli állomások segítségével, és újra alkalmazzák a GT5 szelekciós kritériumokat, aminek során a GT5 jelölt események egy része törlődik a listáról. Bondár (2012) egy rövid összefoglalását adja az ISC GT szelekciós procedúrájának. Végül a IASPEI Working Group on Reference Events for Improved Locations egyetértésével a kiválasztott események bekerülnek a IASPEI Reference Event listába. Bár már aktívan nem kurátolom a ground truth adatbázist, a felügyeletet az adatbázis minősége fölött továbbra is gyakorlom a IASPEI Working Group on Reference Events for Improved Locations keresztül.

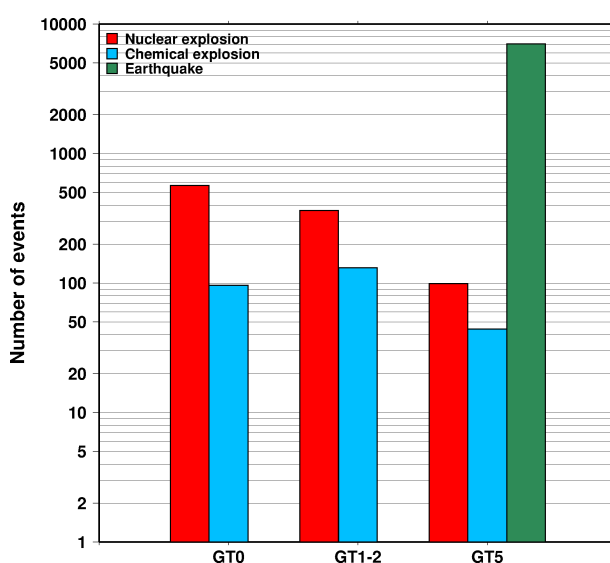
A **4. ábra** a IASPEI Reference Event List eseményeinek földrajzi eloszlását mutatja. A GT bulletin jelenleg (2015 január) 8,342 GT0-5 eseményt tartalmaz, közel egymillió hullámfázis beérkezési adattal. A különböző GT kategóriák különböző színnel vannak jelölve. Az atom és hagyományos töltetű robbantások (piros, és kék szimbólumok) eloszlása meglehetősen korlátozott. A GT5 földrengések (zöld háromszögek) földrajzi

eloszlása már valamivel egyenletesebb, de ez is olyan régiókra korlátozódik ahol léteznek sűrű lokális állomáshálózatok. A déli félteke és az óceánok GT fedettsége sokkal ritkább, mint az északi féltekéé.



4. ábra. A IASPEI Reference Event List eseményeinek földrajzi eloszlása. A színes szimbólumok a különböző GT kategóriákat jelölik.

Az 5. ábra a IASPEI referencia események GT kategória és eseménytípus szerinti eloszlását mutatja. A földrengések száma közel egy nagyságrenddel nagyobb, mint a robbantásoké.



5. ábra. A IASPEI Reference Event List eseményeinek eloszlása GT kategória és esemény típus (atomrobbantás, kémiai robbantás, földrengés) szerint.

Az elmúlt évek során a IASPEI Reference Event List jelentősége az adatbázis méretének és minőségének növekedtével egyre nőtt, és mára elengedhetetlen eszközzé vált a globális és regionális tomográfiai sebességmodellek fejlesztésében és tesztelésében.

4 Földrengés helymeghatározás

A földrengések helyének (földrajzi szélesség, hosszúság és mélység) és kipattanási idejének ismerete kiindulópontja az olyan kvantitatív szeizmológiai tanulmányoknak, mint a szeizmikus veszélyeztetettség és kockázat, globális és regionális szintű szeizmotektonikai, valamint szeizmikus tomográfiai tanulmányok. A földrengés helyén a kezdeti energia kibocsátási helyét értjük, mert a földrengésmeghatározó algoritmusok ezt határozzák meg, szemben a momentum tenzor megoldással, ami a maximális energia kibocsátási helyére vonatkozik. Bondár et al. (2014) részletes összefoglalóját adja a különböző földrengés helymeghatározó módszereknek.

A földrengések paramétereinek legmegbízhatóbb globális gyűjteménye az International Seismological Centre (ISC) és a U.S. Geological Survey's National Earthquake Information Center (NEIC) katalógusaiban és bulletinjeiben található. Egy földrengés katalógus annyiban különbözik a bulletintól, hogy az utóbbi a földrengés kipattanási helyén, idején és magnitúdóján túl tartalmazza az egyes szeizmikus hullámfázisok beérkezési idejét és amplitúdóját is, vagyis azokat a nyers mérési adatokat, amik alapján a földrengés paramétereit (hipocentrum, magnitúdó) meghatározhatók.

4.1 A földrengés helymeghatározás rövid története

John Milne, a műszeres szeizmológia egyik alapítója fejlesztette ki az első kvantitatív helymeghatározó módszereket, a körök és hiperbolák módszerét (Milne, 1886).

A körök módszere konceptuálisan hasonló az S mínusz P helymeghatározó módszerhez (Bolt, 2006). Ha létezik egy sebességmodell, ami megadja az átlagos P és S hullám sebességeket, akkor egyszerű aritmetikával belátható, hogy az S és P hullámok beérkezési idejének különbsége becslést ad az esemény távolságára az állomástól.

Az egyszerű ökölszabály szerint tipikus P hullámsebességekre, és feltételezve, hogy a P és S hullámsebesség aránya $\sqrt{3}$, az S-P beérkezési idő különbség 8-10 szerese elég jó becslést ad az epicentrális távolságra. Ha több állomás is regisztrált P és S hullámokat, akkor a megfelelő S-P beérkezési időkülönbségekből származtatott távolságokkal az állomások körül húzott körök közös része kijelöli a földrengés valószínű helyét. A közös rész területe indikatív a helymeghatározás hibájára. A módszer egyik legnagyobb hátránya, hogy a rengés mélységére nem szolgál információval, továbbá az S hullámok mérési pontatlansága nagy lehet, ami torzíthatja az epicentrális távolság becslését.

Ezek a korai módszerek képezték az alapját a háromszögelés módszerének, aminek során egy nagy földgömbön íveket rajzoltak az állomások körül egy iránytű és a menetidők szerint kalibrált mérőszalag segítségével. Az ISC még mindig nagy becsben őrzi az eredeti fém földgömböt, amit hosszú évekig használtak a földrengések helymeghatározására. A számítógépek megjelenéséig ezzel a módszerrel hozták létre mind az International Seismic Summaries (ISS az ISC elődje) bulletint, mind a U.S. Coast and Geodetic Survey (USC&GS, a USGS NEIC elődje) Preliminary Determination of Epicenters (PDE) bulletint.

Az egyik legkorábbi numerikus helymeghatározási módszert az ISS alkalmazta, ami egy asztali kalkulátorra írt legkisebb négyzetes illesztés volt. A nagy, mainframe számítógépek megjelenésével Geiger (1910, 1912) módszere képezte az alapját a helymeghatározó programok fejlesztésének. Az első ilyen programokat Bolt (1960) fejlesztette az ISS, Engdahl és Gunst (1966) a USC&GS, és Edouard Arnold az ISC számára.

4.2 A helymeghatározási probléma

A helymeghatározási probléma azt a feladatot jelenti, hogy meghatározzuk egy szeizmikus esemény (földrengés, robbantás) kipattanási helyét és idejét úgy, hogy az minimalizálja a mért és becsült fázis beérkezési idők közötti különbséget az összes olyan állomáson ami regisztrálta az eseményt. A helymeghatározó módszerek tipikusan feltételezik, hogy mind a fázis asszociációk (t.i. az eseményhez rendelt fázisok valóban az eseményhez tartoznak), mind a fázis azonosítások (vagy legalább a fázis típusa, P vagy S) helyesek.

A becsült fázis beérkezési idő az esemény kipattanási idejéhez adott számított menetidő a forrás és a vevő (állomás) között. A számított menetidőt régen empirikusan összeállított táblázatokból olvasták ki, míg a modern módszerek a hullámút mentén integrálják a menetidőt a Föld belsejét leíró sebességmodellben. A számítási igények mérséklése érdekében a legtöbb helymeghatározó módszer radiálisan szimmetrikus sebességmodellt használ, ahol a sebesség csak a mélység függvénye. A menetidők számítására radiálisan szimmetrikus sebességmodellek esetén hatékony módszerek léteznek (Buland és Chapman, 1983). Hogy tovább növeljék a helymeghatározó programok sebességét, az egyes fázisokra számított menetidőket gyakran táblázatokba foglalják adott távolság és mélység értékekre, és a helymeghatározó program ezeket a look-up táblázatokat használja a menetidő becslés interpolációjához.

A becsült menetidők tovább finomíthatók különböző korrekciókkal amik a Föld ellipticitását (Dziewonski és Gilbert 1976; Kennett és Gudmundsson, 1996) és topográfiáját (Amante és Eakins, 2009) veszik figyelembe, valamint hullámúttól függő korrekciókkal, amelyek háromdimenziós heterogenitásokat (Engdahl et al. 1998;

Ritzwoller et al., 2003; Yang et al., 2004; Schultz et al., 1998; Myers és Schultz, 2000; Shearer, 2001; Morozov et al., 2005; Murphy et al., 2005) modelleznek.

Egy fázis becsült menetidejét az i -edik állomáson az alábbi képlet határozza meg.

$$d_i = t_i^{obs} - t_i^{pred} = t_i^{obs} - (T^o + t_i^{model} + t_i^{corr}) \quad (2)$$

ahol d a menetidő reziduál, t^{obs} és t^{pred} a megfigyelt és becsült beérkezési idők, T^o a kipattanási idő, t^{model} a menetidő táblázatból vett becslés, és t^{corr} az alkalmazott menetidő korrekciók összege. A becsült menetidő eszerint a forrás és állomás koordinátáinak és a sebességmodell nemlineáris függvénye.

4.2.1 Geiger módszere

Geiger (1910, 1912) meglátása az volt, hogy ha a kezdeti hipocentrum koordináták, $[x_0, y_0, z_0, T^o]^T$ elég közel vannak a valódi hipocentrumhoz, akkor a reziduálok Taylor sorba fejthetők a magasabb rendű tagok elhagyásával.

$$d_i = \frac{\partial t_i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial t_i}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial t_i}{\partial z} \Delta z + \Delta T^o \quad (3)$$

ahol d a menetidő reziduál, z az esemény mélysége, y és x az esemény helyi koordinátái a földrajzi szélesség és hosszúság mentén, T^o az esemény kipattanási ideje, t a hullámfázis menetideje. Ez egy $M \leq 4$ ismeretlenes, N (az adatok, azaz a mért beérkezési idők száma) egyenletből álló lineáris egyenletrendszert eredményez, amit mátrix formában így írhatunk:

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{d} \quad (4)$$

ahol $\mathbf{G}(N \times M)$ a design mátrix ami az N adat parciális deriváltjait tartalmazza az M model paraméter szerint, $\mathbf{m}(M \times 1)$ a modell helyesbítő vektor, $[\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta T^o]^T$, és $\mathbf{d}(N \times 1)$ a menetidő reziduálok vektora. Geiger egy iteratív legkisebb négyzetes eljárást

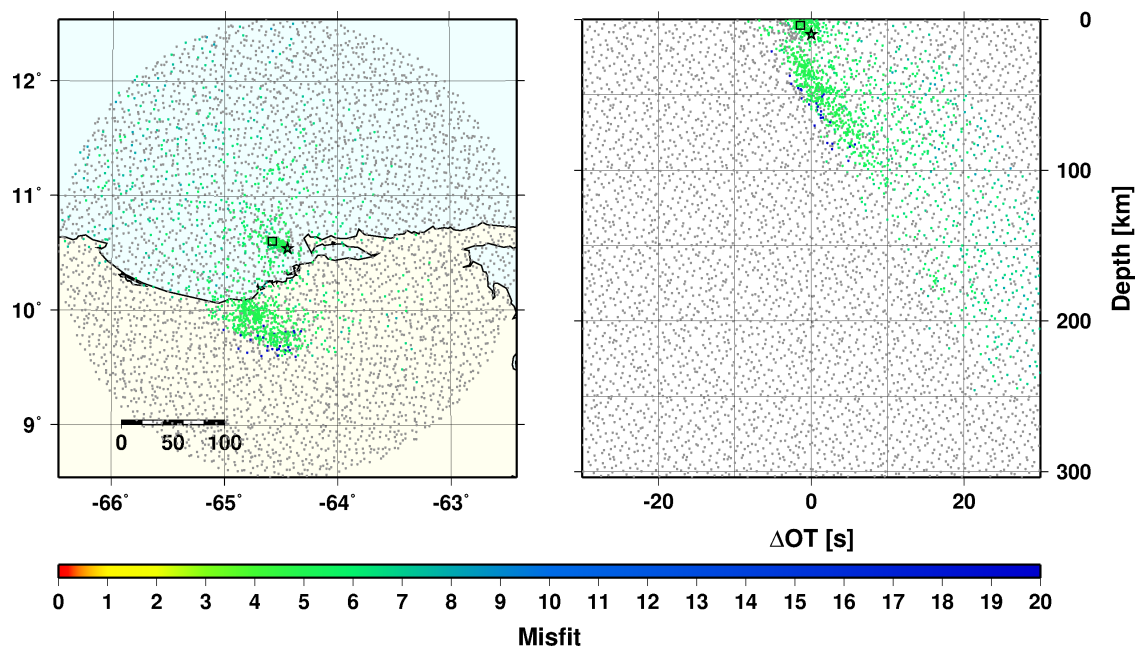
javasolt az egyenletrendszer megoldására ami minimalizálja a reziduálok átlag négyzetét. Az egyes iterációk után a modell paraméterek módosulnak az aktuális modell helyesbítő vektorral, $\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \mathbf{m}_{\text{est}}$, ahol \mathbf{m}_{est} a legkisebb négyzetes megoldása a (4) egyenletnek.

$$\mathbf{m}_{\text{est}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (5)$$

Gyakorlatilag az összes linearizált helymeghatározó program Geiger módszerén alapul. Megjegyezzük, hogy Geiger linearizációja nem teszi a helymeghatározási problémát lineárisrá; csak azt tételezi, hogy egy nemlineáris probléma megoldása megtalálható a probléma lineáris approximációjának iterációs megoldásával, ami viszont lehetővé teszi jól bevált és gyors numerikus módszerek alkalmazását.

A feltételezés, hogy a kiinduló forrás koordináták közel vannak a valódi hipocentrum koordinátákhoz rendkívül érzékennyé teszi a linearizált helymeghatározó algoritmusokat a hipocentrum kezdeti értékére. A **6. ábra** a misfit felületet mutatja az $M_w=6.7$, 1927 január 17-én Venezuelában kipattant földrengésre. A misfit értékeket, amik megadják, hogy egy feltételezett próba hipocentrum alapján számított becsült beérkezési idők mennyire illeszkednek a mért adatokhoz, a nemlineáris neighbourhood algoritmussal (Sambridge és Kennett, 2001) számoltuk. A legtöbb regisztráló állomás Európában és Észak Amerikában volt, meglehetősen rossz állomás hálózat geometriát szolgáltatva. A misfit felület több helyi minimumot mutat, amelyek bármelyikébe belecsúszhat egy linearizált algoritmus a kezdeti hipocentrum koordinátáktól függően. Ebben az esetben a nemlineáris grid search jó kezdeti értéket szolgáltatott (négyzet) a linearizált algoritmus számára, ami tovább finomított a megoldáson (csillag).

dc_995_15



6. ábra. Az 1927 január 17, $M_w=6.7$ Venezuela földrengésre számított misfit felület (bal) több helyi minimumot tartalmaz. A trade-off a kipattanási idő és a mélység között jól látható (jobb). A négyzet a nemlineáris neighbourhood algoritmus megoldását jelzi, amit a csillaggal jelzett linearizált helymeghatározási algoritmus tovább finomít.

4.2.2 Sebességmodellek és menetidő táblázatok

Mivel a Föld belső szerkezetéről szóló tudásunk elsősorban a földrengések tanulmányozásából származik, a kezdeti Föld modellek meglehetősen primitívek és pontatlanok voltak. A Zoeppritz-Turner táblák (Zoeppritz, 1907), amik az ISS-nél 1913-tól 1929-ig voltak használatban, csak sekély fészkeű rengésekre voltak érvényesek. Az ISC és az NEIC hosszú évekig a Jeffreys és Bullen (1940) menetidő táblázatokat használta. Annak ellenére, hogy a Jeffreys-Bullen táblázatok korlátai régóta ismertek voltak, egészen a 90-es évekig ezek szolgáltatták a legteljesebb menetidő információt a P, S és más, később beérkező fázisok számára.

A IASPEI 1987-ben egy nemzetközi projektet indított olyan új, globális menetidő táblázatok létrehozására, amelyek használhatók földrengés helymeghatározásra. Az erőfeszítés eredménye a *iasp91* modell és menetidő táblázat (Kennett és Engdahl, 1991) volt. Később Kennett et al. (1995) létrehozta a P és S radiális sebességmodell

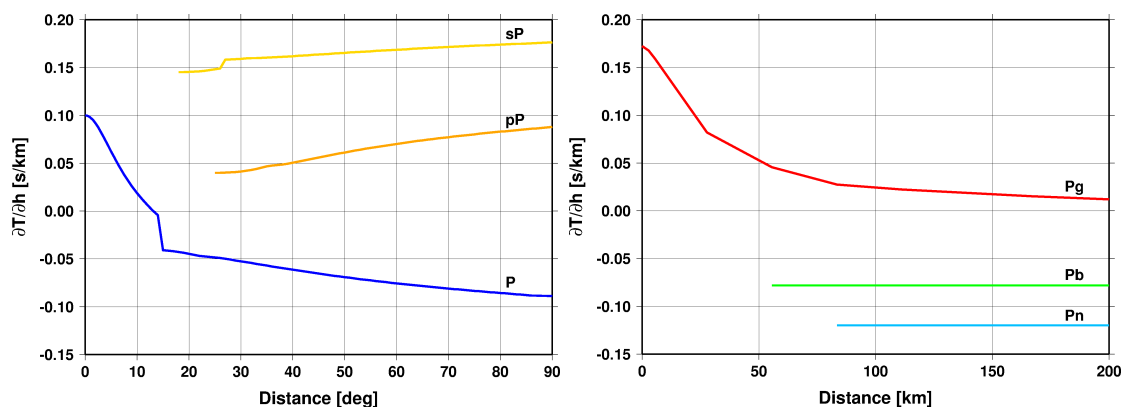
javított változatát, az *ak135* modellt. Az *ak135* modell kimondottan alkalmasnak bizonyult a legkülönbözőbb szeizmikus fázisok menetidejének becslésére, amik a fázis beérkezések azonosítására és a földrengések helyének meghatározására egyaránt használhatók. Napjainkban az *ak135* modell a legelterjedtebben használt menetidő táblázat a különböző nemzetközi, regionális és nemzeti ügynökségeknél, nem utolsósorban az ISC-nél és az NEIC-nél is.

4.2.3 Mélységérzékenység

Egészen napjainkig az ISC és az NEIC majdnem kizárólagosan az elsőként beérkező teleszeizmikus P (ahol a P hullám fordulópontja az alsó köpenyben van, és amelyekre az *ak135* becslések a legpontosabbak) fázisokat használta globálisan regisztrált földrengések meghatározására. Közeli állomások hiányában ezek fázisok nem adnak elég felbontást a fészekmélység meghatározásához, mert a menetidő mélység szerinti parciális deriváltja (vertikális slowness) teleszeizmikus távolságokban csak egy lassan változó függvény. Azok a P és S hullámok, amik kezdetben a felfelé terjednek majd visszaverődnek a Föld felszínéről, fontos információt hordoznak a földrengés mélységére nézve, mert a vertikális slowness előjele ellentétes a teleszeizmikus direkt hullámokéval, ahogy a **7. ábra** is mutatja. A Föld felszínéről visszaverődött teleszeizmikus hullámokat ezért mélységfázisoknak hívják. A mélységfázisok használata a földrengés helymeghatározásban (akár közvetlenül, vagy pedig a pP-P menetidő különbséget használva a mélység meghatározásához) segít elkerülni a kipattanási idő és mélység trade-offját. A trade-off azt jelenti, hogy a kipattanási idő és a fészekmélység egyidejű változtatásával a misfit nem változik (megközelítőleg 10 km mélységváltozást 1 s kipattanási idővel lehet kompenzálni). Sajnos, a direkt teleszeizmikus hullámokkal való interferencia és a Föld kérgében történő erős

reflektálódások miatt mélységfázisok csak nagyjából 50 km-nél mélyebb fészkeű eseményeknél mérhetők megbízhatóan.

Lokális eseményeknél a mélységfázisok kevés segítséget nyújtanak, mert nem szeparálódnak el eléggé időben a direkt hullámoktól. Ha vannak azonban olyan állomások ahol a direkt (Pg) és refraktált fázisok, amik a Föld kérgében a Conrad (Pb) vagy a Moho (Pn) diszkontinuitás mentén terjednek, egyaránt mérhetők, akkor ezekkel meghatározható a fészekmélység, mert a direkt és refraktált fázisok menetidejének mélység szerinti parciális deriváltjai ellenkező előjelűek. Továbbá, ahogy a **7. ábra** mutatja, a direkt fázis vertikális parciális deriváltja nagyon gyorsan változik az epicentrum közeli távolságokban. Az ökölszabály szerint azokon az állomásokon mért direkt fázisok amik az epicentrumtól kétszer olyan távolságon belül vannak mint maga a fészekmélység, elegendő felbontást hordoznak a fészekmélység meghatározására.



7. ábra. a) Teleszeizmikus direkt és mélységfázisok menetidejének mélység szerinti parciális deriváltja ellenkező előjellel bírnak. **b)** A lokális direkt fázis vertikális slowness gyorsan változik az epicentrum közelében; a Conrad és Moho refrakciók vertikális parciális deriváltjai ellenkező előjelűek.

4.2.4 Hiba mérleg

A földrengés helymeghatározási problémában a hiba mérleg hagyományosan a mérési és modell hibák kombinációjaként írható le. Ezekhez képest a nemlineáris, magasabb

rendű tagok elhagyása Geiger Taylor sorfejtésében, kivéve néhány degenerált hálózat geometriát, csak másodlagos jelentőségű.

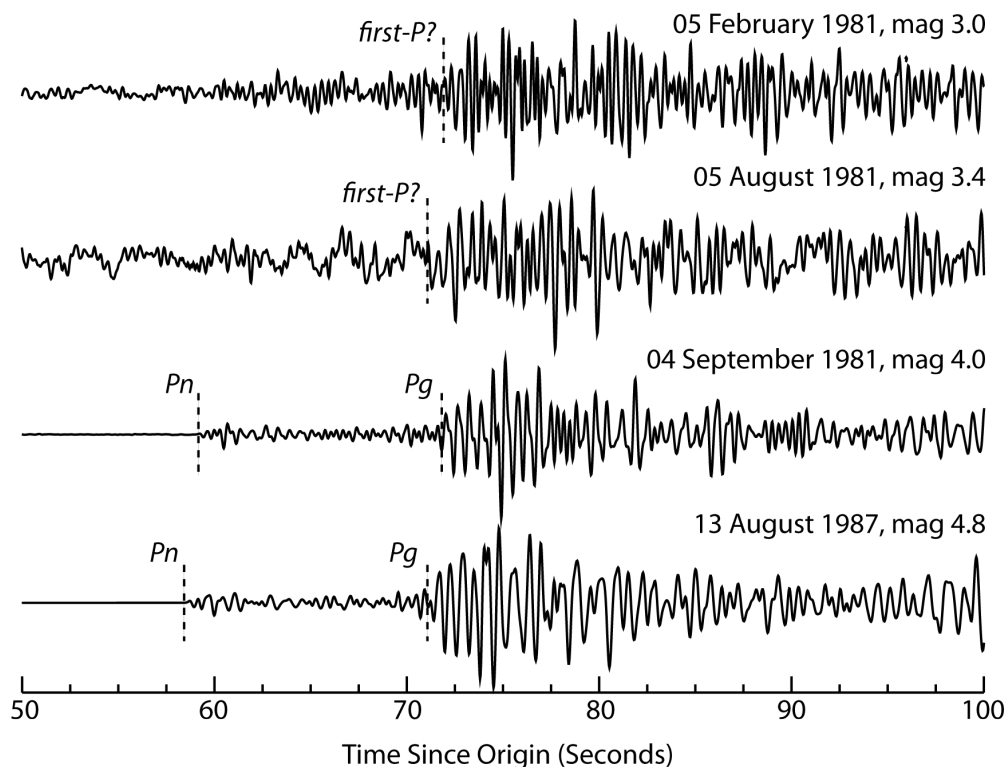
4.2.4.1 *Mérési hibák*

A mérési hibák a fázisok beérkezési idejének kimérési hibáit jelentik, és tipikusan normál eloszlású, zéró-átlagú folyamatként modellezik őket. A valóságban azonban a reziduálok eloszlása erősen ferde (skewed) és hosszan elnyúló faroktól (heavy tails) szenved (Anderson, 1982). Jeffreys (1932) a mérési hibák eloszlását egy normális és egy egyenletes eloszlás keverékeként közelítette, ahol az egyenletes eloszlás az órajel hibáit, fázis azonosítási hibákat és egyéb megmagyarázhatatlanul rossz kimérési hibákat jellemez. Buland (1986) Cauchy eloszlást használt a nem-normális mérési hibák leírására, Billings et al. (1994) pedig egy generalizált p^{th} -rendű normális eloszlással jellemezte a mérési hibák eloszlását.

A kimérési hibákat szisztematikus hibák is terhelik, mert az azonos hullámutak mentén terjedő fázisok beérkezési idejét a csökkenő jel/zaj arány függvényében egyre későbbre mérik ki (Douglas et al., 1997, 2005; Kværna, 1996). Nagy földrengések, köszönhetően a hosszabban tartó energia kibocsátásnak, hajlamosak komplex, emergens hullámformákat produkálni. Ekkor sokszor egy energetikusabb későbbi beérkezést (pl. P_g , pP vagy egy későbbi P triplikációs ág) azonosítanak első beérkezésként a valódi, de a zajban elmerülő emergens első beérkezés (P_n vagy P) helyett.

A **8. ábra** egymáshoz közeli, 15 km-es távolságon belül detonált föld alatti atomrobbantások hullámformáit mutatja, amit az Elko, Nevada állomás mintegy 400 km távolságban regisztrált. A hullámformák láthatóan hasonlítanak egymásra csak a jel szintje változik a háttérzajhoz képest. A nagyobb töltetű robbantásoknál az első P_n

beérkezés tisztán látszik, de a kisebbeknél az emergens Pn fázis már beolvad a zajba, megnövelve annak az esélyét, hogy az energetikusabb, de később beérkező Pg fázist mérték ki első beérkezésként. Az ilyen fázis azonosítási hibák a műszeres szeizmológia kezdeteitől keserítik a szeizmológusok életét.



8. ábra. Egymáshoz közeli atomrobbantások felvételei az Elko, Nevada állomáson, 400 km távolságból. A kisebb robbantásokon nem látszik a zajtól a valódi első Pn beérkezés, és ezeken valószínűleg a később beérkező Pg fázist mérik ki hibásan első beérkezésként.

4.2.4.2 Modell hibák

A modell hibákat olyan menetidő becslési hibák jelentik amiket a Föld nem kielégítően modellezett háromdimenziós sebesség heterogenitásai okoznak, és amik szisztematikus helymeghatározási hibákat okozhatnak. A fázis azonosítási hibák után a modell hibák jelentik a legnagyobb hozzájárulást a hiba mérleghez, különösen lokális és regionális távolságokban. Pavlis (1986) rámutatott, hogy a modell hibák nem írhatók le zéró-átlagú normális folyamatokként, mert ez könnyen hibás bizonytalansági becslésekhez

vezet. Szisztematikus természetük miatt (egy adott sebességmodell mindig ugyanazt a menetidő becslési hibát produkálja egy adott hullámút mentén) a modell hibákat csak olyan sebességmodellekből származó menetidő becslésekkel lehet csökkenteni amik jobban leírják a Föld háromdimenziós szerkezetét.

A modell hibák másik jelentős forrása az a feltételezés, hogy a megfigyelések hibái függetlenek. Sajnos a legtöbb helymeghatározó algoritmus, akár linearizált, akár nemlineáris módszer, él ezzel a feltételezéssel. A sebességmodell által modellezetlenül hagyott sebesség heterogenitások hasonló hullámutak mentén korrelált menetidő becslés hibákat generálnak. Vagyis, a független megfigyelésekről szóló feltételezés sérül, amikor a hullámutak ugyanazon a sebességanomálián haladnak keresztül (Rodi és Myers, 2013). Erre akkor van esély, amikor egyes állomások csoportok egymástól való távolsága elhanyagolható az epicentrális távolsághoz képest.

A hálózat geometriája által bevezetett térbeli korrelációs struktúra figyelmen kívül hagyása helymeghatározási torzításhoz (Herrin és Taggart, 1968) és alulbecsült helymeghatározási bizonytalanság becslésekhez vezet (Yang et al., 2004). Chang et al. (1983) megmutatta, hogy a korrelált hiba struktúra figyelembe vétele egy linearizált helymeghatározó algoritmus keretein belül viszonylag egyszerű az adat korrelációs mátrix bevezetésével. Bondár és McLaughlin (2009b) az adat kovariancia mátrix diagonálison kívüli elemeit egy stacionárius variogram segítségével becsüli, ami csak az állomások egymástól való távolságától függ.

4.3 Linearizált inverziós módszerek

Minden linearizált helymeghatározó algoritmus Geiger módszerétől (1910, 1912) származtatható. A különbségek a részletekben vannak, mint például hogyan számítják a G mátrix inverzét, milyen súlyozást alkalmaznak, használnak-e később beérkező

fázisokat, és hogyan számítják a formális bizonytalanság becslését. Független, normális eloszlású adatokat feltételezve a linearizált helymeghatározó algoritmusok az alábbi likelihood függvényt maximalizálják:

$$\mathcal{L}(\mathbf{m}) = \exp \left\{ -\frac{1}{2} (\mathbf{d} - \mathbf{Gm})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{Gm}) \right\} \quad (6)$$

ahol \mathbf{C}_d az adat kovariancia mátrix ami az adatokban lévő bizonytalanságot (kimérési és modell hibák) jellemzi. $\mathcal{L}(\mathbf{m})$ maximalizálása egyenértékű az alábbi egyenlet megoldásával:

$$\mathbf{G}_w \mathbf{m} = \mathbf{W} \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{W} \mathbf{d} = \mathbf{d}_w \quad (7)$$

ahol $\mathbf{W} = \mathbf{C}_d^{-1/2}$ a súlyok diagonális ($N \times N$) mátrixa. Néhány korai helymeghatározó algoritmus még azzal a meglehetősen leegyszerűsítő feltevessel is élt, hogy az összes adat varianciája ugyanaz, és az adat kovariancia mátrix egy skalár értékkel helyettesíthető. A (7) egyenlet megoldása

$$\mathbf{m}_{\text{est}} = \mathbf{G}_w^{-1} \mathbf{d}_w \quad (8)$$

Népszerű helymeghatározó algoritmusok a (7) egyenletet különböző módokon oldják meg, mint például az egyszerű legkisebb négyzetes megoldás (Lee és Lahr, 1972), QR dekompozíció (Buland, 1976), vagy a \mathbf{G} mátrix általános inverzét számolják (Klein, 1978; Lienert et al., 1986). Újabb algoritmusok a generál inverzt szinguláris érték dekompozícióval (SVD) nyerik. Néhány algoritmus szeizmikus állomáscsoportok slowness és azimut méréseit is felhasználja a helymeghatározásban (Bratt és Bache, 1988; Lienert és Havskov, 1995; Schweitzer, 2001). Amíg a korai lokátorok csak első P beérkezéseket használtak, az újabb algoritmusok megengedik a legtöbb fázis használatát amire létezik *akl35* menetidő becslés (Bratt és Bache, 1988; Engdahl et al., 1998; Bondár és Storchak, 2011), vagy pedig egy helyi sebességmodellből generálják

az elképzelhető összes beérkezést (Schweitzer, 2001). Majdnem az összes linearizált helymeghatározó algoritmus egydimenziós sebességmodellt vagy abból generált menetidő táblázatot használ a fázisok menetidejének becslésére. Nagy méretű háromdimenziós sebességanomáliák figyelembevételére az EHB algoritmus (Engdahl et al., 1998) patch korrekciókat alkalmaz. Bratt és Bache (1988) lehetővé teszi lokális és regionális forrás-állomás függő korrekciók (Yang et al. 2001a, 2001b, 2004; Morozov et al. 2005; Murphy et al. 2005) valamint slowness-azimut korrekciók (Bondár et al., 1999b) használatát. Az ISC lokátor (Bondár és Storchak, 2011) képes közvetlenül egy háromdimenziós sebességmodellből (Myers et al., 2010) számított menetidő becsléseket használni.

Az egyik legsikeresebb helymeghatározó algoritmus, Jeffreys uniform reduction módszere (Jeffreys, 1932) kisebb módosításokkal (Bolt, 1960; Buland, 1986) hosszú évtizedekig használatban volt az ISC-nél. Jeffreys módszere szintén Geiger módszerén alapul, de a lineáris egyenletrendszer úgy oldja meg, hogy a legkisebb négyzetes inverzió minden iterációja után újraszámolja a súlyokat amik maguktól reziduáloktól függenek. Így az outlierek súlya fokozatosan csökken és hatásuk a végső megoldásra eltűnik. Egy nemlineáris súlyfüggvény alkalmazása viszont, ahogy Buland (1986) rámutatott, csak tovább bonyolít egy már eleve nemlineáris problémát.

4.3.1 Formális bizonytalanság becslések

Geiger módszerének egyik legnagyobb előnye, hogy a megoldás bizonytalansága zárt formában meghatározható az *a posteriori* modell kovariancia mátrixból. Ha a \mathbf{G}_w szinguláris érték dekompozícióval számított általános inverze

$$\mathbf{G}_w^{-1} = \mathbf{V}_w \mathbf{\Lambda}_w^{-1} \mathbf{U}_w^T, \quad (9)$$

akkor a modell kovariancia mátrix, \mathbf{C}_m így írható:

$$\mathbf{C}_m = \mathbf{G}_w^{-1} \mathbf{C}_d \mathbf{G}_w^{-1T} = \mathbf{V}_w \mathbf{\Lambda}_w^{-2} \mathbf{V}_w^T \quad (10)$$

A modell kovariancia mátrix egy négydimenziós hiba ellipszoidot határoz meg, aminek a vetületei a kétdimenziós hibaellipszist és az egydimenziós fészekmélység, illetve a kipattanási idő bizonytalanság becsléseket szolgáltatják. Ezeket tipikusan 90 vagy 95 százalékos konfidencia szintre skálázzák fel. Egy p^{th} konfidenciaszintre skálázott hibaellipszoid felszínét azok a hipocentrumok (\mathbf{m}) határozzák meg, amik kielégítik az alábbi egyenletet.

$$(\mathbf{m} - \mathbf{m}_h)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_h) = \kappa_p^2 \quad (11)$$

ahol \mathbf{m}_h a hipocentrumra kapott megoldás és κ_p^2 Jordan és Sverdrup (1981) definíciója szerint

$$\kappa_p^2 = M \hat{s}^2 F_p [M, K + N - M] \quad (12)$$

ahol F_p egy F statisztika M és $K+N-M$ szabadságfokkal, M a modell paraméterek száma és N az adatok száma. \hat{s}^2 a variancia skálafaktor *a posteriori* becslése,

$$\hat{s}^2 = \frac{K s_K^2 + s_N^2}{K + N - M}, \text{ ahol } s_N^2 \text{ a reziduálok } a \text{ posteriori} \text{ minta varianciája, és } s_K^2 \text{ az } \hat{s}^2 \text{-nek}$$

korábbi kísérletekből származó *a priori* becslése. A K választása lehetővé teszi

a tisztán *a posteriori* reziduálokból (Flinn, 1965), amikor $K=0$, illetve az adat

varianciák tisztán *a priori* becsléseiből (Evernden, 1969), amikor K megközelíti

a végtelent, számított variancia skálafaktorok kombinációját.

A bizonytalanság becslések a precízió statisztikai becslését adják, de nem adnak

felvilágosítást a megoldás pontosságáról. Nyilvánvalóan egy mérés precíziója

növekszik az adatok mennyiségével, ami egyre kisebb hibaellipszoidot eredményez,

azonban szisztematikus mérési és modell torzításokat a hibaellipszoid nem tud figyelembe venni. A mérés pontossága a valódi értéktől való eltérés, amit csak akkor lehet mérni, ha ground truth információ áll rendelkezésre. Ekkor a ground truth hipocentrum koordinátáit behelyettesítve \mathbf{m} -be a (11) egyenletben a kapott fedettségi paraméter, c_p^2 , megadja, hogy vajon a hiba ellipszis tartalmazza-e az igazi hipocentrumot (ekkor ugyanis $c_p^2 \leq \kappa_p^2$). A fedettségi paraméter egy két szabadságfokú χ^2 eloszlást követ.

4.4 Nemlineáris inverziós módszerek

Ahogy a 6. ábra is illusztrálta, nem kielégítő állomáshálózat geometria vagy egy olyan sebességmodell ami nem folytonos menetidő deriváltakat szolgáltat, könnyen többszörös minimumokat eredményezhet a menetidő misfit függvényben. Ezért ha a kezdeti hipocentrum becslés messze van a globális minimumtól, a Geiger módszerén alapuló linearizált inverziós algoritmusok könnyen bennrekedhetnek egy lokális minimumban.

Nyilvánvalóan a hipocentrum paraméterterben végzett kimerítő grid-search a legegyszerűbb módja a misfit függvény feltérképezésének, ennek azonban komoly számítási korlátjai lehetnek. Például, a Föld kérgében, 35 km mélységig terjedő 1 km-es rács és egy egyperces intervallumot mintázó 0.1 s pontsűrűségű háló pontjainak a száma meghaladja 10^{13} pontot. Még ha a becsült menetidőket egy mikroszekundum alatt lennének képesek számítani, egy száz beérkezésen alapuló helymeghatározás így is évekig tartana. Ezért különféle stratégiákat dolgoztak ki annak elkerülésére, hogy Geiger módszere beleragadjon egy lokális minimumba. A legtöbb nemlineáris módszer közvetlenül mintavételezi a misfit függvényt. Ha a mintavételezés

a misfit függvény megbízható reprezentációját adja, akkor viszonylag egyszerű megtalálni a hipocentrumot, mint a misfit felület globális minimumát.

Rodi (2006) egy adaptív grid search módszert ír le, ami egy viszonylag durva rácsból indul, és fokozatosan finomítja a rácsot azoknak a pontoknak a közelében ahol a misfit függvény értéke alacsony. Az adaptív rács előnye, hogy lehetővé teszi tetszőlegesen finom háló bevezetését a globális minimum közelében, így eltávolítja a kötött rácsban rejlő pontossági határt.

Sambridge és Kennett (2001) a natural neighbour megközelítést alkalmazza a mintavételi stratégia még további finomítására. A neighbourhood algoritmus (Sambridge, 1999) egy, a hipocentrum térből vett véletlen mintával indul. További véletlen minták generálódnak azokban a Voronoi cellákban amelyek a legalacsonyabb misfittel bíró hipocentrumokat tartalmazzák. Ez addig folytatódik, amíg a módszer rá nem talál a globális minimumra.

Lomax et al. (2000) a Metropolis-Gibbs módszert használja az *a posteriori* hipocentrum valószínűségi sűrűségfüggvény mintavételezésére. A Metropolis-Gibbs módszer egy kezdeti hipocentrumból (tipikusan az állomás ami a legelső P hullámot regisztrálta) indul, ami meghatározza egy Markov lánc kezdetét. Egy új hipocentrum hipotézis az előző véletlen perturbációjából keletkezik, amit, ha a valószínűség nagyobb a javasolt hipocentrumra nézve, elfogadjunk mint a Markov lánc új állapotát. Ha a valószínűség kisebb a javasolt új hipocentrumra, akkor a hipocentrum hipotézist az előző és a javasolt hipocentrum valószínűségének arányában fogadjuk el mint új állapotot. A módszer robusztussága növelhető ha egy helyett sok, a legkülönbözőbb kezdőpontokból induló Markov láncot indítunk (Myers et al., 2007). A valószínűség a (6) egyenletben megadott likelihoodon alapul és magába foglalhat bayesi értelemben

vett *a priori* valószínűségeket a hipocentrumra és olyan más paraméterekre, mint például a fázis azonosítás helyessége (Myers et al., 2009). Az új hipocentrumok hipotézis javaslása, elvetése vagy elfogadása általában néhány száz iteráció alatt a globális minimum környezetébe jut.

4.5 Multi-esemény meghatározó módszerek

Egy teljes esemény klaszterből származó beérkezések szimultán analízise nemcsak az események helyéről, hanem egymáshoz képesti relatív pozíciójáról, hullámúttól függő menetidő korrekciókról, a fázisok azonosításának és kimérésének megbízhatóságáról és pontosságáról is adhat információt. Mivel az ismeretlenek (hipocentrumok, menetidő korrekciók és bizonytalanságok) száma mindig meghaladja az adatok számát, a multi-esemény meghatározó inverziós probléma mindig aluldeterminált. Az egyes módszereket az különbözteti meg, hogy milyen paraméterek szerepelnek az inverzióban és milyen megkötésekkel élnek a probléma kezelhetővé tétele érdekében.

Douglas (1967) vezette be az első multi-esemény meghatározó algoritmust, a Joint Epicentre Determination (JED) módszert. Ha az adatrendszer csak egyfajta fázist (P) tartalmaz, akkor a lineáris egyenletrendszer, **(3)** analógiájára így írható:

$$d_{ij} = \Delta T_i^o + \frac{\partial t_{ij}}{\partial z_i} \Delta z_i + \frac{\partial t_{ij}}{\partial y_i} \Delta y_i + \frac{\partial t_{ij}}{\partial x_i} \Delta x_i + \Delta S_j \quad (13)$$

ahol i az esemény, j az állomás index, d a menetidő reziduál, z az esemény mélysége, x és y az esemény helyi koordinátái a földrajzi hosszúság és szélesség mentén, T^o az esemény kipattanási ideje, t a hullámfázis menetideje és S az állomás korrekció.

Douglas (1967) előírja, hogy az állomáskorrekciók összege zéró legyen, annak érdekében, hogy feloldja az átlagos állomáskorrekció és az események kipattanási idejét érintő konstans eltolás közötti trade-offot. A zéró-átlagú állomáskorrekciók

implicit módon feltételezik, hogy a menetidő becslések hibái zéró-átlagúak, ami nem feltétlenül igaz. Douglas (1967) azt javasolta, hogy az állomáskorrekciókat egy olyan esemény reziduáljai alapján határozzák meg, aminek a helye ismertnek tételezhető. Az összes többi esemény helye aztán a rögzített esemény helyéhez képest határozódik meg. Ez a technika a master event módszer néven vált közzismertté.

Dewey (1972) kiterjesztette a JED módszert, hogy az későbbi beérkezéseket is használhasson és az adatokat a becsült kimérési hibával súlyozta - ebből vált a széles körben használt Joint Hypocenter Determination (JHD) módszer. Jordan és Sverdrup (1981), Pavlis és Booker (1983) mátrix projekciós operátorokat alkalmazott az állomáskorrekciók torzítatlan becslésére. Jordan és Sverdrup (1981) a **(13)** egyenletrendszer egy lépésben oldotta meg (Hypocentroidal Decomposition, HDC), míg Pavlis és Booker (1983) külön meghatározott minden eseményt, majd a következő lépésben az állomáskorrekciókat határozta meg, és ezt a két lépést a konvergencia eléréséig ismételte (Progressive Multiple Event Location, PMEL). A HDC jobban alkalmazható regionális és teleszeizmikus hálózatokra, ahol a menetidő parciális deriváltjai közel lineárisak. PMEL viszonylag robusztusan viselkedik nemlineáris deriváltakkal szemben, ezért jobban alkalmazható lokális hálózatokra.

Got et al. (1994) felismervén a hullámforma korrelációs technika által szolgáltatott relatív beérkezési idők rendkívüli pontosságát, közvetlenül alkalmazta a beérkezési idő különbségeket nagy precizitású relatív helymeghatározásra. A módszer a mért és becsült beérkezési idők különbségeinek a különbségét minimalizálja, innen az elnevezés, double difference. Waldhauser és Ellsworth (2000) kiterjesztette a double difference módszerét nagyobb régiókra egy inter-esemény távolság bevezetésével amin túl az implicit állomás/fázis korrekciók dekorrelálnak (HypoDD). Zhang és Thurber

(2003) még ennél is továbbment, és egy háromdimenziós sebességmodellre is megoldja a double difference problémát (TomoDD). Wolfe (2002) megmutatta, hogy HypoDD és HDC matematikailag ekvivalensek, de az adatok súlyozása különböző, mert HypoDD az összes menetidő különbséget tudja használni.

Myers et al. (2007, 2009) egy bayesi nemlineáris inverziós módszert vezetett be (Bayesloc). A nemlineáris Markov-Chain Monte Carlo (MCMC) módszer lehetővé teszi a közös *a posteriori* valószínűség sűrűségi függvény (ami magába foglalja a hipocentrumokat, fázis azonosítást, menetidő korrekciókat, beérkezési idők mérési precízióját) párhuzamos kiértékelését az egyes Markov láncok mentén. Myers et al. (2011) demonstrálta hogy Bayesloc igen nagy adathalmazokra (események tízezrei és több millió beérkezési idő adat) alkalmazható, mert a megoldás nem foglal magába mátrix inverziót és a számítási igény közel lineárisan nő a beérkezések számával.

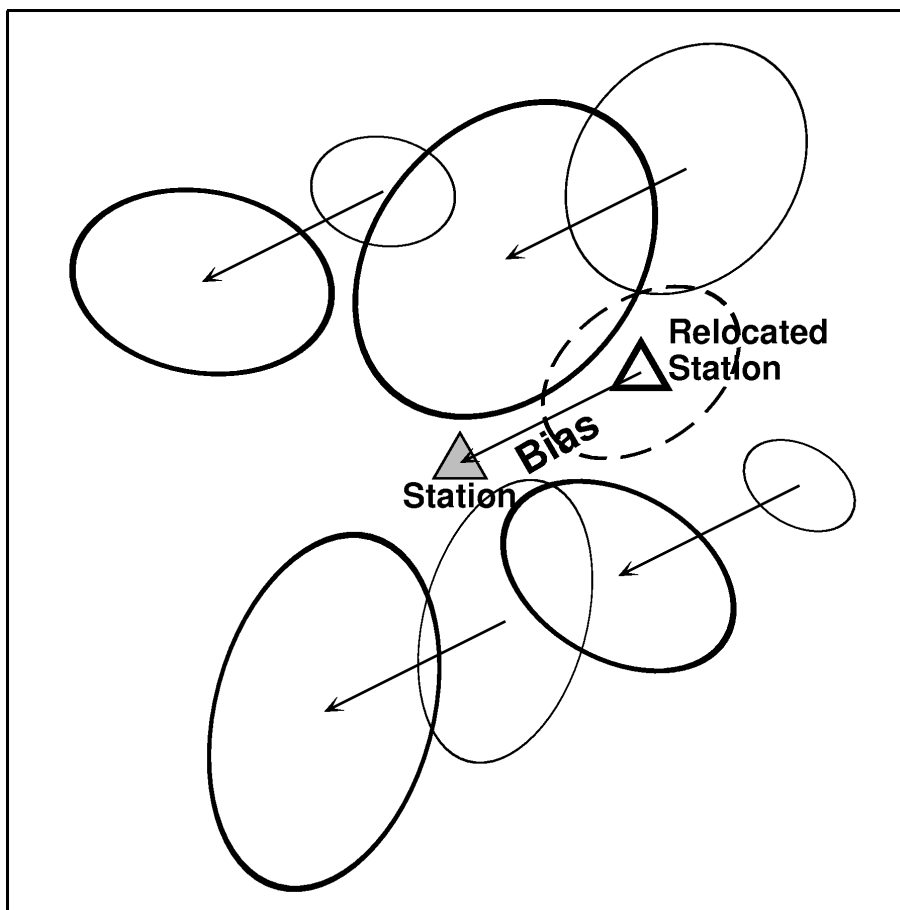
4.5.1 HDC-RCA

A multi-esemény meghatározó módszerek precíz relatív helymeghatározásokat szolgáltatnak, de mindig lesz bennük egy feloldatlan torzítás a sebesség heterogenitások méretétől függően. Bondár et al. (2008) egy olyan hibrid algoritmust dolgozott ki, aminek célja mind a relatív, mind az abszolút pozíciók torzítatlan becslése volt.

A módszer két külön lépésből áll, és feltétele, hogy az esemény klasztert lokális állomások is regisztrálják. A **9. ábra** a módszer elvét illusztrálja. Az első lépésben az események klaszteren belüli, egymáshoz képesti precíz relatív pozícióját határozzuk meg a HDC algoritmussal (Jordan és Sverdrup, 1981), regionális és teleszeizmikus távolságban lévő állomások segítségével. A második lépésben rögzítjük az epicentrumok mintáját (vagyis az események egymáshoz képesti pozícióját), és

meghatározzuk a helyi (150 km-en belüli) állomások centroidjának a pozícióját, egy helyi sebességmodellt és az eseményeket mint virtuális állomásokat használva (Reciprocal Cluster Analysis, RCA). Az RCA lépés gyakorlatilag egy egyszerű helymeghatározás, csak most a reciprotás elvét alkalmazva az eseményeket állomásoknak tekintjük és meghatározzuk az állomások centroidját, úgy mintha az egy esemény volna. Tekintve, hogy az állomások koordinátáit pontosan ismerjük, az állomás centroid egy GT0 pontnak felel meg. Az eseményekkel meghatározott és a valódi állomás centroid különbsége a helymeghatározás torzításának becslését adja, és ezzel a vektorral eltolva az egész klasztert, úgy, hogy a becsült és valódi centroid fedésbe kerüljön, a klaszter torzításmentes abszolút pozícióját kapjuk. A relatív helymeghatározás (HDC) bizonytalanságait tovább terjesztjük az abszolút helymeghatározás (RCA) bizonytalanságaiba, így a hibaellipszisek mind a relatív, mind az abszolút helymeghatározás bizonytalanságát jellemzik.

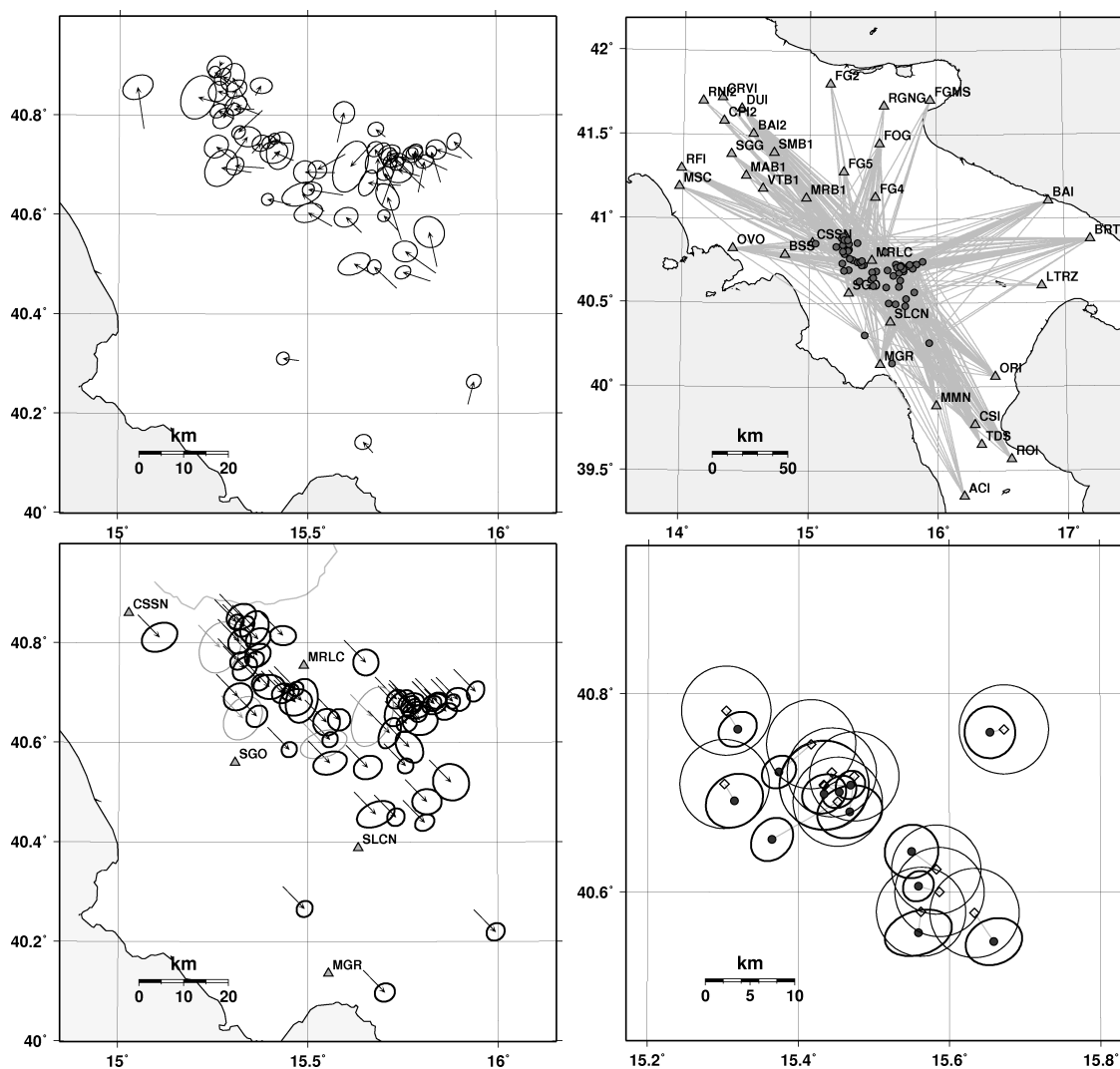
A módszer egyik előnye, hogy nincs szükség sűrű helyi állomás hálózatra ahhoz, hogy pontos helymeghatározásokat szolgáltatasson. Ehhez néhány állomás is elegendő, feltéve, hogy a klaszter bikonnektív (ha az esemény és állomás halmazt egy gráfnak tekintjük, ahol az gráf éleit az állomásokon megfigyelt beérkezések jelentik, akkor bármely esemény és állomás között legalább két alternatív útvonal létezik) és az állomás centroid a klaszter convex hullján (a minimális convex polygon ami az összes epicentrumot magába foglalja) belül van. Ehhez az sem szükséges, hogy egy állomás regisztráljon minden eseményt. Bondár et al. (2008) megmutatta, hogy egy bikonnektív klaszter esetén ha létezik legalább 25 esemény-állomás pár és a kombinált másodlagos azimutális hézag, amit az összes állomás-esemény pár határoz meg, kisebb mint 140° , akkor a HDC-RCA módszer képes GT5 minőségű helymeghatározásokat produkálni.



9. ábra. A Reciprocal Cluster Analysis (RCA) szemléltetése, négy eseményből álló klaszter és egy helyi állomás (szürke háromszög) segítségével. A HDC által teleszeizmikus állomások fázisaiból meghatározott relatív pozíciók a hozzájuk tartozó hibaellipszisekkel vékony vonallal vannak feltüntetve. A klaszter abszolút pozíciója a 1D globális sebességmodell használata miatt ismeretlen mennyiséggel torzított. A HDC lokációkat, mint fiktív állomásokat használva meghatározzuk az állomás helyét mintha fiktív esemény lenne (háromszög) a hozzá tartozó konfidencia ellipszissel (szaggatott vonal) együtt. A becült és valódi állomást összekötő vektor a torzítás becslése, és ezzel eltoljuk az egész klasztert, hogy megkapjuk az abszolút helymeghatározások torzítatlan becslését. A végső hibaellipszisek (vastag vonalak) nagyobbak, mert a relatív HDC helymeghatározások bizonytalanságaihoz hozzáadjuk az RCA helymeghatározás bizonytalanságát.

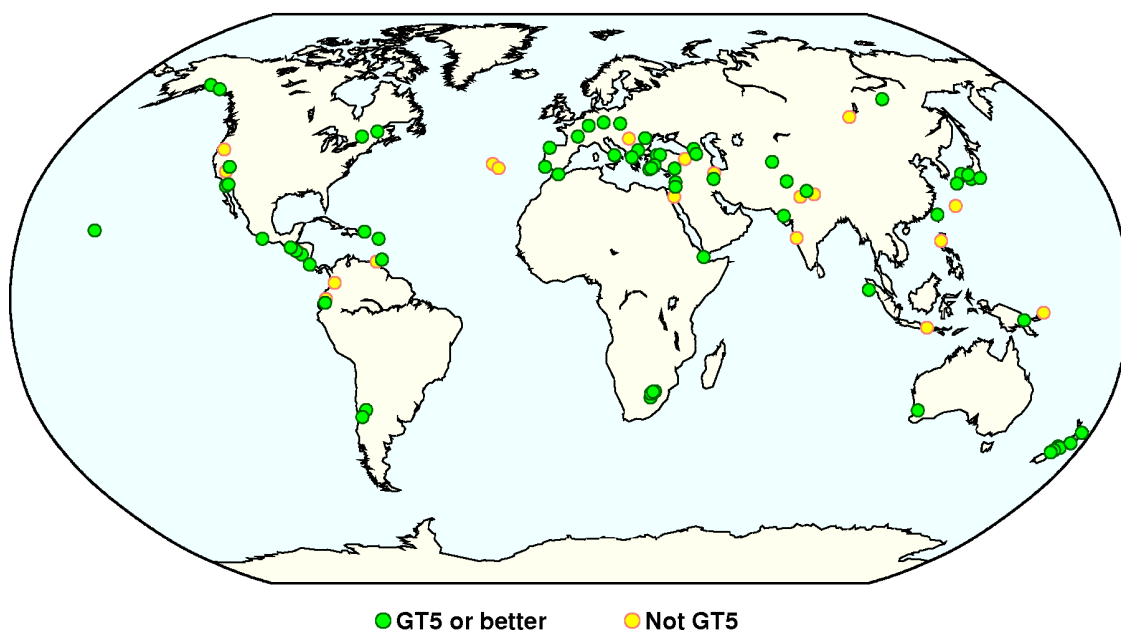
A 10. ábra az 1980, Campania-Lucania, Olaszország földrengés sorozat HDC-RCA analízisét illusztrálja. A sűrű állomáshálózatnak köszönhetően az EHB megoldások már önmagukban elég jók voltak, de a HDC analízis még így is szorosabbra húzta a 60 földrengésből álló, 633 állomással regisztrált klasztert. A klaszterből 59 földrengés és 34 állomás felelt meg az RCA bikonnektivitás kritériumnak, 23° kombinált másodlagos azimutális hézaggal. Az RCA során egy helyi sebesség modellt (Amoruso

et al., 2005) használtunk menetidők becslésére. Az RCA az egész klasztert 7 km-rel délkelet felé tolta. Az analízis során 55 GT5 szintű földrengést azonosítottunk. Ezekből 13 szintén megfelel a Bondár et al. (2004a) GT5 szelekciós követelményeknek, és ezek kitűnő egyezést mutatnak az RCA által azonosított GT5 eseményekkel, mert az 5 km-es sugarú körök átfedésben vannak vagy teljesen tartalmazzák az RCA hibaellipsziseket.



10. ábra. Campania-Lucania cluster, dél Olaszország. a) HDC analízis. A vektorok az EHB epicentrumoktól a HDC megoldások felé mutatnak. A HDC relatív hibaellipszisek is fel vannak tüntetve. b) RCA állomás hálózat. c) Az RCA az egész klaszter 7 km-rel DK felé tolja. Azoknak a földrengéseknek a 95%-os konfidencia ellipszisei amiket GT5 epicentrumként azonosítottunk vastag vonallal vannak húzva. d) A Bondár et al. (2004a) GT5 lokációk (rombusz) átfedésben vannak a HDC-RCA által azonosított GT5 (pöttyök) földrengés helymeghatározásokkal.

Bondár et al. (2008) az EHB (Engdahl et al., 1998) bulletin részletes analízisével 86 olyan földrengés klasztert azonosított, amik megfeleltek az RCA bikonnektivitás kritériumnak. A **11. ábra** a földrengés klaszterek földrajzi elhelyezkedését mutatja. A 86 HDC-RCA földrengés klaszterből 66 olyan klaszter volt, amelyekben összesen 2,275 GT5 pontosságú földrengést sikerült azonosítani. Ezek a IASPEI Reference Event List részét képezik.



11. ábra. A 86 HDC-RCA klaszterből 66 klaszter (zöld) produkált összesen 2,275 GT5 pontosságú helymeghatározást.

5 Az ISC földrengésmeghatározó algoritmus

Az International Seismological Centre (ISC) egy non-profit szervezet, aminek elsődleges célja a Föld szeizmicitásának legteljesebb összefoglalása. Az ISC Bulletin, a teljességre való törekvés érdekében tipikusan két év késésben van, hogy legyen idő minden lehetséges adat összegyűjtésére egy földrengéssel kapcsolatban. Az ISC Bulletin a kiindulópontja lokális, regionális és globális szeizmikus veszélyeztetettség és kockázat, valamint globális háromdimenziós modellek kifejlesztését célzó testhullám tomográfiai és szeizmotektonikai tanulmányoknak.

Az ISC hosszú évtizedekig Jeffreys (1932) uniform reduction algoritmusát használta a földrengések meghatározására, ez azonban egyre nehezebben birkózott meg a szinte exponenciálisan növekvő adatmennyiséggel, és nem tudta hatékonyan kezelni a később beérkező fázisokat. Mint említettük, a linearizált helymeghatározó algoritmusok rendkívül érzékenyek a kiinduló hipocentrum becslésére. Az ISC gyakorlatában feltételezték, hogy egy jó kezdeti hipocentrum mindig rendelkezésre áll az ISC-nek jelentett hipocentrumok között, erre azonban nincs garancia. Továbbá mindig megkísérelték a mélység szabad paraméterként való meghatározását, még akkor is, ha az adatok nem hordoztak elég felbontást a fészekmélység meghatározására. Végül, de nem utolsósorban, Jeffreys algoritmusá feltételezte, hogy a menetidő becslési hibák függetlenek. Ez jó megközelítés lehetett néhány évtizeddel ezelőtt amikor az állomáshálózat viszonylag ritka volt, napjainkra azonban, amikor a globális szeizmológiai hálózat rendkívül kiegyensúlyozatlan (nagyon nagy állomássűrűség Japánban, az USA-ban és Európában, de meglehetősen ritka állomáshálózat a déli féltekén) a menetidő becslési hibák korreláltságának figyelembe vétele elkerülhetetlen.

A fenti problémák orvoslására Bondár és Storchak (2011) kifejlesztette az új ISC helymeghatározási algoritmust ami:

- Az összes érvényes menetidővel bíró *ak135* (Kennett et al., 1995) szeizmikus fázist (beleértve a mélységfázisokat is) használja a helymeghatározásban;
- A kezdeti hipocentrumot a Neighbourhood Algorithm (Sambridge, 1999; Sambridge és Kennett, 2001) segítségével határozza meg;
- A helymeghatározási problémát egy iteratív linearizált inverzióval oldja meg ami a menetidő becslések hibáinak korreláltságát a teljes adat kovariancia mátrix *a priori* becslésével veszi figyelembe (Bondár és McLaughlin, 2009b);
- A fészekmélységet csak akkor tekinti szabad paraméternek, ha az adatok elegendő felbontást nyújtanak ehhez, különben a fészekmélységet rögzíti egy régiótól függő mélység értékhez;
- A helymeghatározás bizonytalanságát a 90%-os konfidencia szinten adja meg;
- A mélységfázisokból egy további független fészekmélység becslést nyer a mélységfázis stacking módszerével (Murphy és Barker, 2006);
- Lehetővé teszi háromdimenziós sebességmodellekből számított menetidők közvetlen használatát;
- Robusztus földrengés magnitúdó (m_b , M_s) becsléseket és bizonytalanságokat számol.

5.1 Menetidő becslés

Az ISC helymeghatározási algoritmus nemcsak első P és S beérkezéseket, hanem az érvényes *ak135* menetidő becslésekkel (Kennett et al., 1995) rendelkező összes fázist használja a helymeghatározásban. Az elevációs és a WG84 ellipszoidra vonatkozó ellipticitás (Dziewonski és Gilbert, 1976; Kennett és Gudmundsson, 1996) korrekciók

hozzáadódnak az *ak135* menetidő táblázat becsléseihez. A mélységfázisokra ezen kívül még visszaverődési pont (elevációs korrekció a felszínről való visszaverődés pontján) és vízmélység (a pwP fázisra) korrekciókat is számolunk Engdahl et al. (1998) algoritmusával. Az ETOPO1 globális domborzat modellt (Amante és Eakins, 2009) használjuk a tengerszint feletti magasság illetve a vízmélység meghatározására a visszaverődési pontban.

Amíg az *ak135* modell elfogadható becsléseket ad a teleszeizmikus fázisok menetidejére, a kéregben és a felső köpenyben előforduló erős sebességanomáliák jelentős eltéréseket okozhatnak az egydimenziós *ak135* és a valós háromdimenziós szerkezet között. A Föld globális sebességeloszlásának háromdimenziós modelljeinek kidolgozása évtizedek óta a földtudományi alapkutatások részét képezik, de csak az utóbbi évtizedben érték el a modellek azt a felbontást, hogy már helymeghatározásra is lehessen használni őket. Ezek a modellek az epicentrum helymeghatározási hibáját 20 km-ről esetenként 6-8 km-re képesek csökkenteni (Antolik et al., 2001; Ritzwoller et al., 2003; Yang et al., 2004; Flanagan et al., 2007; Myers et al., 2010).

Az ISC lokátor lehetőséget ad arra, hogy közvetlenül egy háromdimenziós modellből, ami a globális Regional Seismic Travel Times (RSTT; Myers et al., 2010) modell parametrizációját követi, nyerjen menetidő becsléseket. Myers et al. (2010) milliszekundumnál gyorsabb menetidő számítást ér el regionális Pn, Sn, Pg és Lg fázisokra, köszönhetően annak, hogy a felső köpeny sebességet egy lineáris gradienssel jellemzik. Ez már olyan számítási sebesség, ami lehetővé teszi a háromdimenziós modellből számított menetidők közvetlen alkalmazását.

5.2 A kezdeti hipocentrum meghatározása

Ahhoz, hogy a linearizált helymeghatározó algoritmus számára megfelelő pontosságú kezdeti kiindulási hipocentrumot találjunk, a neighbourhood algoritmust (Sambridge, 1999; Sambridge és Kennett, 2001) alkalmazzuk. A neighbourhood algoritmus egy nemlineáris grid search módszer, ami képes nagyon nagy keresési tereket bejárni és viszonylag gyorsan, néhány száz próba hipocentrum kiértékelése után, a globális minimum közelébe juthat. Kennett (2006) részletesen tárgyalja a neighbourhood algoritmus használatát földrengések helymeghatározásban.

A keresést a rendelkezésre álló, előzetesen jelentett hipocentrum paraméterek mediánja körüli 5° sugárban, ± 300 km mélység és ± 30 s időintervallumban végezzük.

A neighbourhood algoritmus által javasolt összes próba hipocentrumra elvégezzük a direkt feladat számítását az összes megfigyelt fázis alapján a korrelált menetidő becslési hibák figyelembevételével. A próba hipocentrum misfitjét az alábbi kifejezés adja meg.

$$misfit = \frac{\sum_{i=1}^{N_{def}} |tres_i|}{N_{rank} - M} + \alpha \frac{N_{ass} - N_{def}}{N_{ass}} \quad (14)$$

ahol N_{ass} az eseményhez tartozó P és S típusú fázisok száma, N_{def} azoknak a fázisoknak a száma amik hozzájárulnak a helymeghatározáshoz, N_{rank} a független, helymeghatározásban szereplő fázisok száma, M a modell paraméterek száma, és α egy penalizációs faktor. A fázis azonosítás során az ISC lokátor minden olyan fázist eltávolít a helymeghatározáshoz hozzájáruló beérkezések közül, amelyek menetidő reziduálja ($tres$) meghaladja a fázishoz rendelt *a priori* mérési hiba hatszorosát. Ezért minden egyes próba hipocentrumhoz különböző N_{def} tartozhat. A misfit kifejezés második tagja azért van bevezetve, hogy penalizálja az olyan lokális minimumokat, amiket az összeshez képest csak néhány beérkezés szolgáltat.

Amint a globális minimum közelébe kerültünk, a neighbourhood algoritmus által szolgáltatott kezdeti hipocentrumhoz képest újra azonosítjuk a beérkező fázisokat, és átváltunk a sokkal gyorsabb linearizált iteratív inverziós algoritmusra.

5.3 Linearizált inverzió korrelált menetidő becslési hibákkal

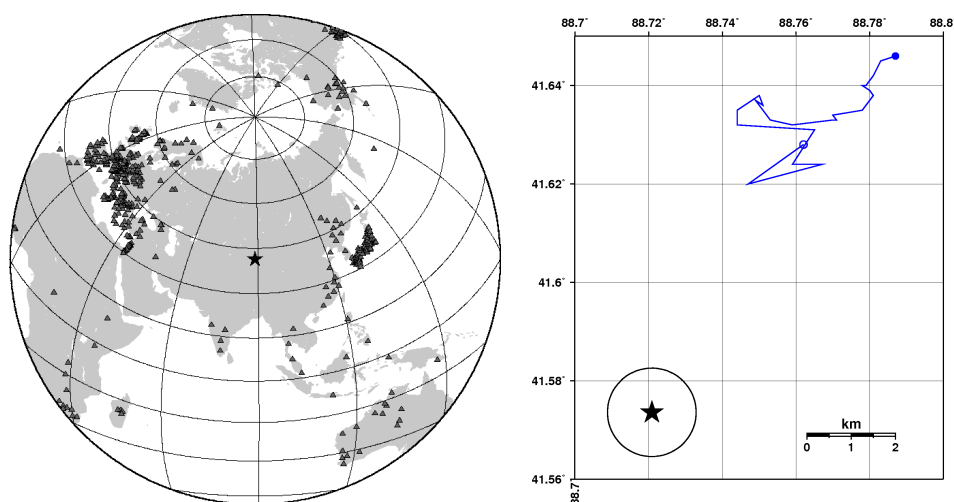
5.3.1 Motiváció

A legtöbb helymeghatározó algoritmus, akár linearizált, akár nem, azzal a feltételezéssel él, hogy a hibák független, Gauss folyamatokkal írhatók le. Ez lehetővé teszi a közös valószínűségi sűrűségfüggvény és likelihood függvény egyszerű alakban való felírását, és ennek következtében jól bevált és hatékony módszerek alkalmazását a helymeghatározási probléma megoldására.

A 4.3 fejezet összes egyenlete magában foglalja azt a feltételezést, hogy a hibák függetlenek. A gond csak az, hogy ezek a feltételezések csak ritkán teljesülnek, annak ellenére, hogy ez a probléma a modern műszeres szeizmológia kezdeteitől ismert. Herrin és Taggart (1968) a Longshot atomrobbantás (1965 október 29, Amchitka, Alaszka) tanulmányozása során kimutatta, hogy a beérkezések nagy része az egydimenziós sebességmodell által nem modellezett szubdukciós lemez mentén haladt, és így a hasonló hullámutak mentén terjedő hullámfázisok szisztematikus menetidő becslési hibái 26 km-es, jóval a 90%-os konfidencia ellipszisen (139 km^2) kívül eső helymeghatározási hibát okoztak.

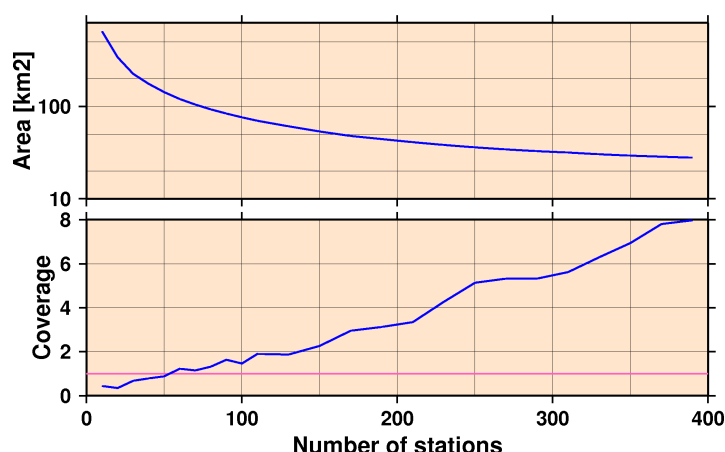
A független hiba folyamatok feltételezése akkor sérül, amikor az állomások közti távolság kisebb, mint a sebességmodell által nem kellőképpen jellemzett sebesség heterogenitások mérete. Az effektus illusztrálására Yang et al., (2004) egy kontrollált bootstrapping kísérletet folytatott az 1994 október 7, Lop Nor, Kína atomrobbantás

adatain. A robbantás GT1 eseménynek minősül (Fisk, 2002) és mintegy 400 állomás regisztrálta teleszeizmikus távolságokban. A **12. ábra** a regisztráló állomások földrajzi eloszlását mutatja. Az állomások eloszlása közel sem egyenletes, mert az állomások Japánban, Európában és Kaliforniában koncentrálnak. A bootstrap kísérlet során minden állomásszámbra (6 állomástól kezdve 200 állomásig) azonosítottuk azt a 20 alhálózatot, ami közel optimális azimutális lefedettséget biztosított, és ezekkel újra meghatároztuk az esemény helyét, a medián helymeghatározási hibát és a hibaellipszis medián méretét. A **12. ábra** a medián helymeghatározási hiba trajektóriáját mutatja a növekvő állomásszám függvényében. Ahogy egyre több állomás járul hozzá a helymeghatározáshoz, a megoldás egyre távolodik a valódi, GT1 epicentrumtól. Mivel a helymeghatározó algoritmus nem veszi figyelembe a menetidő becslési hibák korrelált szerkezetét, a kaliforniai állomások relatív súlya egyre nő, egyre nagyobb helymeghatározási torzítást okozva.



12. ábra. Az 1994 október 7, Lop Nor, Kína GT1 atomrobbantás (csillag) teleszeizmikus regisztráló állomásai. Az állomások erősen koncentrálnak Japánban, Európában és Kaliforniában (bal). Medián helymeghatározási hiba trajektória az állomások számának függvényében. Minél több állomás járul hozzá a helymeghatározáshoz, a megoldás egyre rosszabb lesz. Az atomrobbantás valódi, GT1 valódi helyét a csillag jelöli (jobb).

A **13. ábra** azt mutatja, hogy a hibaellipszis mérete monoton csökken az állomások számával, mert minél több (függetlennek vélt) adatot használunk, annál kisebb lesz a helymeghatározás bizonytalansága. Ahogy az állomáshálózat által hordozott információ viszonylag hamar kimerül, újabb állomások hozzáadása csak az adatok redundanciáját növeli. Ezért amint a korrelált adatok száma elér egy bizonyos határt, a hibaellipszis már nem fogja tartalmazni az epicentrum valódi helyét.



13. ábra. A hibaellipszis medián mérete, és a lefedettségi paraméter az állomások növekvő számának függvényében. A korrelált adatszerkezet következtében a hibaellipszis mérete monotonan csökken, és egy idő után már nem tartalmazza a valódi epicentrumot (coverage > 1, lila vonal).

5.3.2 A teljes adat kovariancia mátrix meghatározása

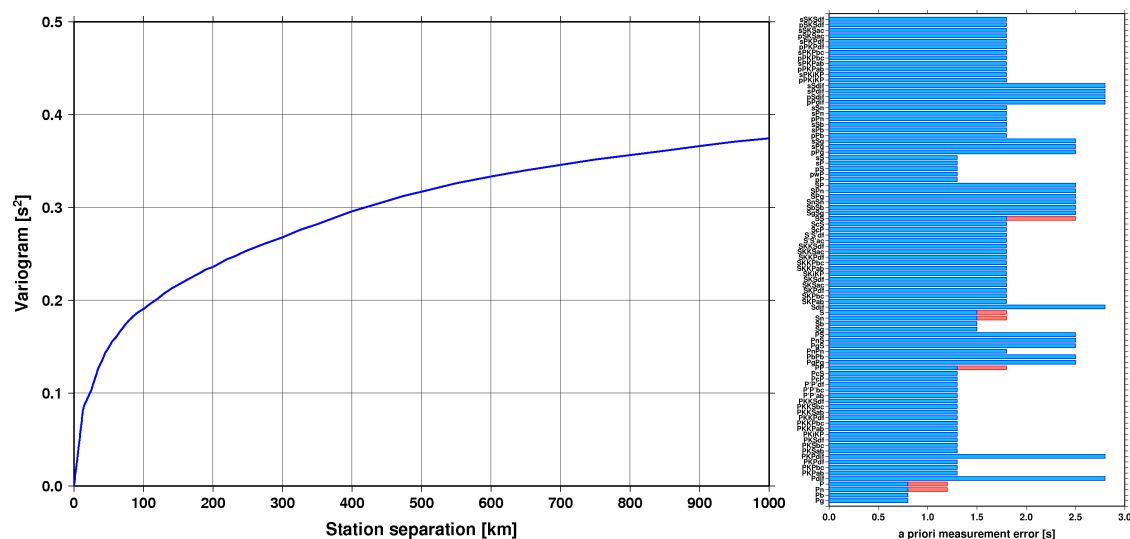
Ha korrelált menetidő becslési hibák is jelen vannak, akkor az adat kovariancia mátrix, C_d nem diagonális elemeket is tartalmaz és az adatokban meglévő redundancia csökkenti az effektív szabadságfokok számát. Chang et al. (1983) megmutatta, hogy egy viszonylag egyszerű *a priori* adat korrelációs mátrix bevezetésével a Longshot atomrobbantás helymeghatározási hibája 3.2 km-re csökkenthető, mégpedig úgy, hogy a hibaellipszis tartalmazza a valódi epicentrumot.

Bondár és McLaughlin (2009b) az adat kovariancia mátrix főátlóján kívüli elemeit egy stacionárus variogram segítségével becsüli, ami csak az állomások egymástól való

távolságtól függ. Az empirikus variogrammot Bondár és McLaughlin (2009b) a ground truth reziduálok medián regressziójaként (Frees és Valdez, 1998) definiálja, amit egy Clayton copulával (Nelsen, 1999; Salvadori et al., 2007) modellez. Az adat kovariancia mátrix elemeit az alábbi egyenlet határozza meg.

$$C_d(i, j) = \sigma_{sill}^2 - \gamma(h_{ij}) + \delta_{ij}\sigma_{phase}^2 \quad (15)$$

ahol σ_{sill}^2 a háttér variancia, ahol a variogram kiegyenlítődik (vagyis ahol az adatpárok már függetlenek), $\gamma(h_{ij})$ a variogram értéke a h_{ij} , az i -edik és j -edik állomás közti távolságnál, δ_{ij} a Kronecker delta, és végül σ_{phase}^2 a fázis kimérési hiba variancia *a priori* becslése, ami a kovariancia mátrix főátlójához adódik. A **14. ábra** az ISC helymeghatározási algoritmusában (Bondár és Storchak, 2011) alkalmazott variogram modellt és az egyes szeizmikus fázisok *a priori* kimérési hibáinak becsléseit mutatja. A kimérési hibák *a priori* becsléseit a IASPEI Reference Event List (Bondár és McLaughlin, 2009a) alapján számított ground truth reziduál eloszlásokból származtattuk.



14. ábra. Az ISC lokációs algoritmusában alkalmazott variogram modell (Bondár és McLaughlin, 2009b) (bal) és a helymeghatározásban használt fázisok kimérési hibáinak *a priori* becslései (jobb).

Mivel ebben a reprezentációban a kovarianciák csak az állomások egymástól való távolságától függenek, a kovariancia mátrixot (és az inverzét) csak egyszer kell kiszámolni. Azt is feltesszük, hogy a különböző hullámfázisok, lévén hogy különböző hullámutak mentén terjednek, korrelálatlanok. Az olyan adatokat amik egymástól ezer kilométernél nagyobb távolságban lévő állomásokról származnak, szintén korrelálatlannak tekintjük. Ezért az adat kovariancia mátrix egy ritka, blokk-diagonális mátrix, ahol minden blokk egy külön fázisra vonatkozik. Ezen túlmenően, ha az állomásokat az egyes fázis blokkokban a nearest neighbour távolság szerint rendezzük, akkor a fázis blokkok is blokk-diagonálissá válnak. Az állomások nearest neighbour szerinti rendezését egy single-linkage hierarchikus klaszteranalízis (de Hoon et al., 2004; Sibson, 1973) segítségével végezzük. A számítási idő csökkentése érdekében kihasználjuk az adat kovariancia mátrix blokk-diagonális szerkezetét, és minden blokkot külön invertálunk.

5.3.3 Iteratív linearizált inverziós algoritmus

A korrelált adatszerkezet azt implikálja, hogy a reziduálok lineáris kombinációja is jelen lehet. Ezt úgy lehet figyelembe venni, hogy diagonalizáljuk az adat kovariancia mátrixot, ami redukálja a probléma dimenzionalitását. Más szóval, a (7) egyenlet megoldását egy olyan koordináta-rendszerben keressük, ahol az adat kovariancia mátrix diagonális. Legyen az adat kovariancia mátrix szinguláris érték dekompozíciója

$$\mathbf{C}_d = \mathbf{U}_d \mathbf{\Lambda}_d \mathbf{V}_d^T \quad (16)$$

ahol $\mathbf{\Lambda}_d$ a sajátértékek diagonális mátrixa és \mathbf{U}_d oszlopvektorai \mathbf{C}_d sajátvektorai.

Legyen továbbá $\mathbf{C}_d = \mathbf{B}\mathbf{B}^T$, ahol $\mathbf{B} = \mathbf{U}_d \mathbf{\Lambda}_d^{1/2}$. Ekkor

$$\mathbf{W} = \mathbf{B}^{-1} = \mathbf{\Lambda}_d^{-1/2} \mathbf{U}_d^T \quad (17)$$

már nem egy diagonális súlymátrix, hanem egy projekciós mátrix, ami ortoganizálja az adatrendszer és a redundáns adatokat a nulltérbe vetíti (Bondár és McLaughlin, 2009b). Alkalmazva a projekciókat

$$\mathbf{G}_w = \Lambda_d^{-1/2} \mathbf{U}_d^T \mathbf{G} \quad (18)$$

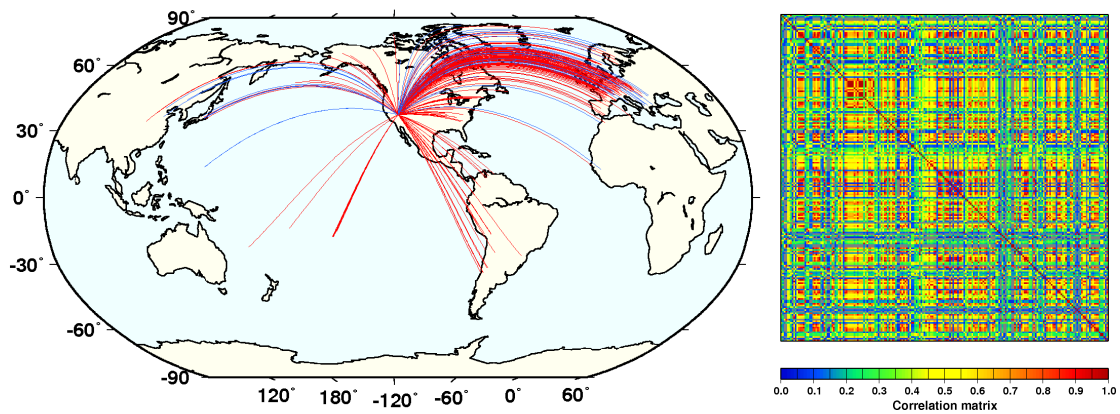
$$\mathbf{d}_w = \Lambda_d^{-1/2} \mathbf{U}_d^T \mathbf{d} \quad (19)$$

a (7)-(11) egyenletek változatlanok maradnak, de most \mathbf{d}_w a reziduálok lineáris kombinációját, a sajátreziduálokat jelöli. Továbbá, a (12) egyenletben N most már nem az összes adat, hanem a független adatok számát jelenti, ami kisebb vagy egyenlő az összes adat számával. Ez azt eredményezi, hogy a hiba ellipszoid mérete többé nem függ a korrelált adatok számától, ami megakadályozza, hogy a hibaellipszis minden határon túl zsugorodjon ha redundáns adatokat adunk a helymeghatározási problémához.

A korrelált hibák figyelembe vételének hatását a következő ábrakon illusztráljuk.

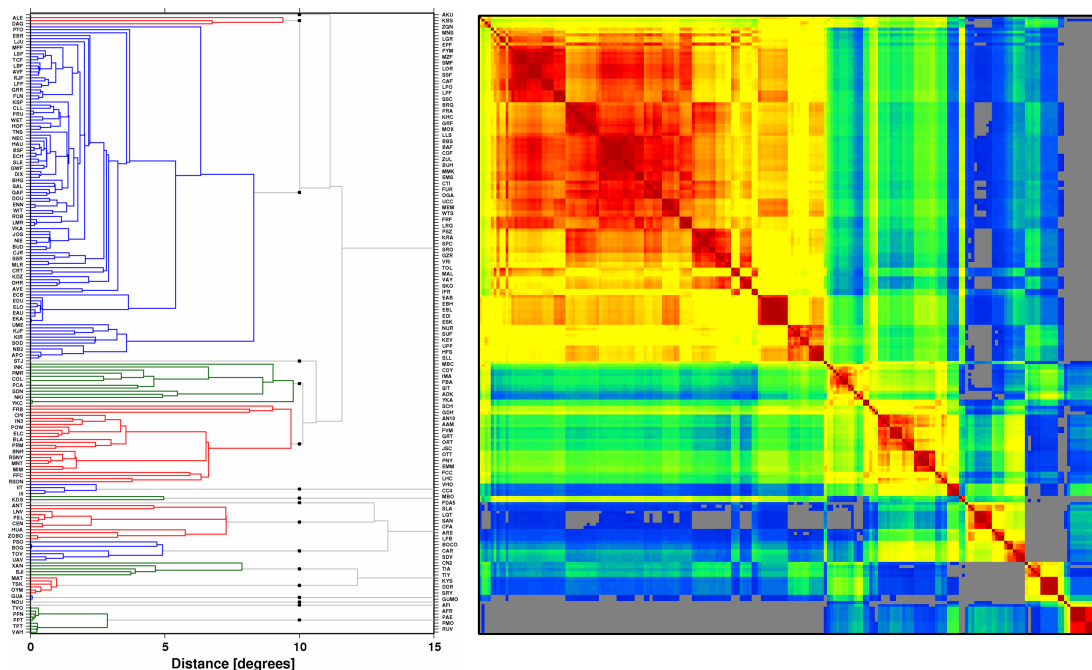
A **15. ábra** az 1982 január 28-án végrehajtott Yucca Flat, Nevada, GT0 kategóriájú földalatti atomrobbantás teleszeizmikus állomáshálózatát mutatja. A 209 állomásból a legtöbb állomás egy térségbe, Európában koncentrálódik, hasonló P hullámútlakat produkálva. A **15. ábra** az adat korrelációs mátrixot is mutatja, az állomások alfabetikus sorrendjében.

dc_995_15



15. ábra. Yucca Flat, Nevada 1982/01/28 földalatti atomrobbantás teleszeizmikus állomáshálózata (bal). A stacionárius variogramból számított korrelációs mátrix, az állomások alfabetikus sorrendjében (jobb).

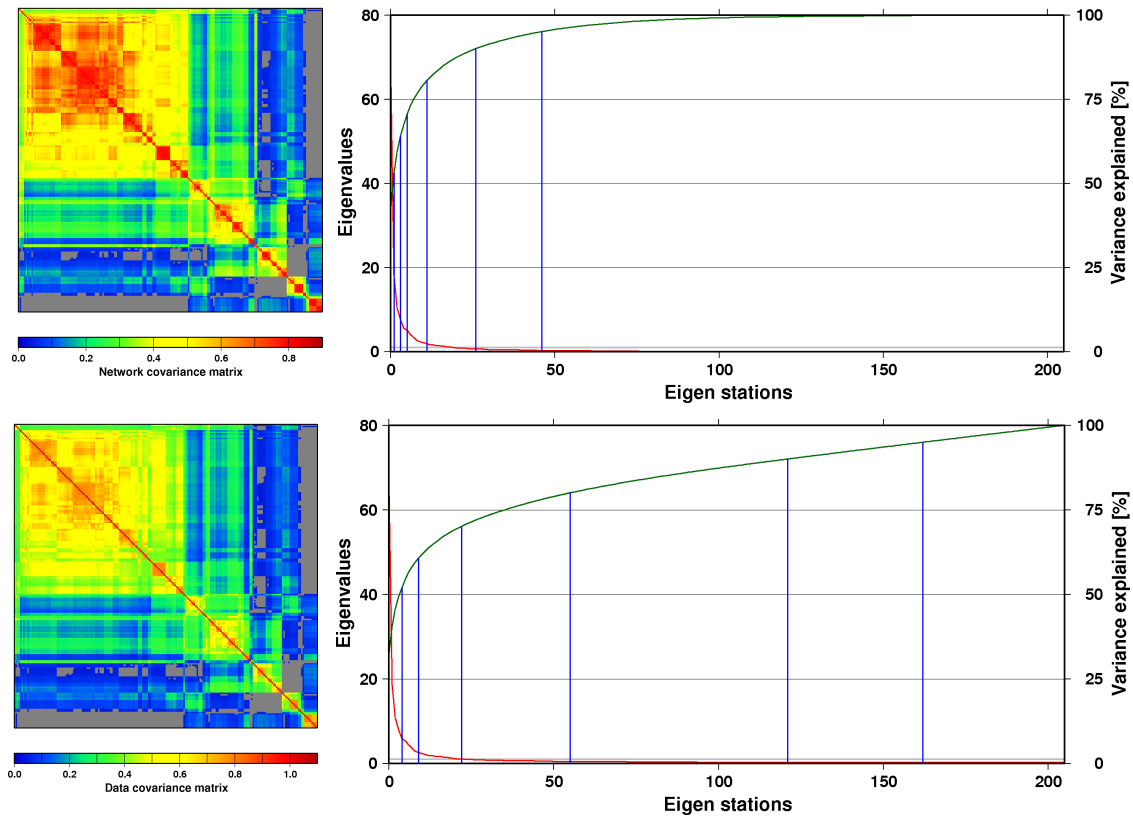
A 16. ábra azt mutatja, hogy ha az állomásokat a nearest neighbour távolság szerint rendezzük a single-linkage klaszter analízis dendrogramja szerint, akkor az adat kovariancia mátrix blokk-diagonális lesz.



16. ábra. Az állomáshálózat nearest-neighbour dendrogramja (bal). Ha a nearest neighbour távolság szerint rendezzük az állomásokat, az adat kovariancia mátrix blokk-diagonálissá válik (jobb).

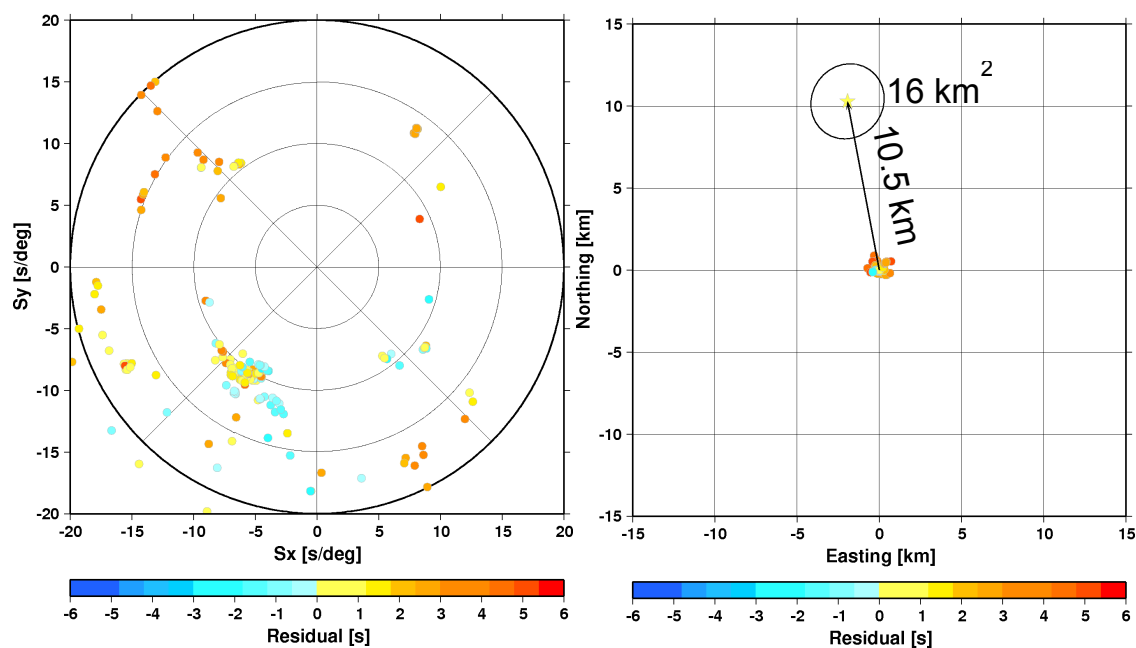
A 17. ábra felső panelja a nearest neighbour távolságok szerint rendezett adat kovariancia mátrixot és annak sajátérték spektrumát mutatja. A sajátértékek

normalizált kumulatív összege, $\sum_j^p \lambda_j / \sum_i^N \lambda_i$ azt mutatja, hogy az első p sajátérték a teljes variancia hány százalékát magyarázza. A különböző percentilis értékek (50, 60, 70, 80, 90 és 95%) is fel vannak tüntetve. Eszerint az adatok mintegy 77%-a redundáns, mert a 209-ből kevesebb mint 50 beérkezés elegendő a teljes variancia 95%-ának magyarázatára. Az alsó panel azt mutatja, hogy ha az adat kovariancia mátrix diagonálisához hozzáadjuk az *a priori* mérési hibákat is, akkor a korrelációs struktúra valamelyest gyengül, mert több sajátérték kell a teljes variancia 95%-ának magyarázatára, de az adatok 22%-a még így is redundáns marad.



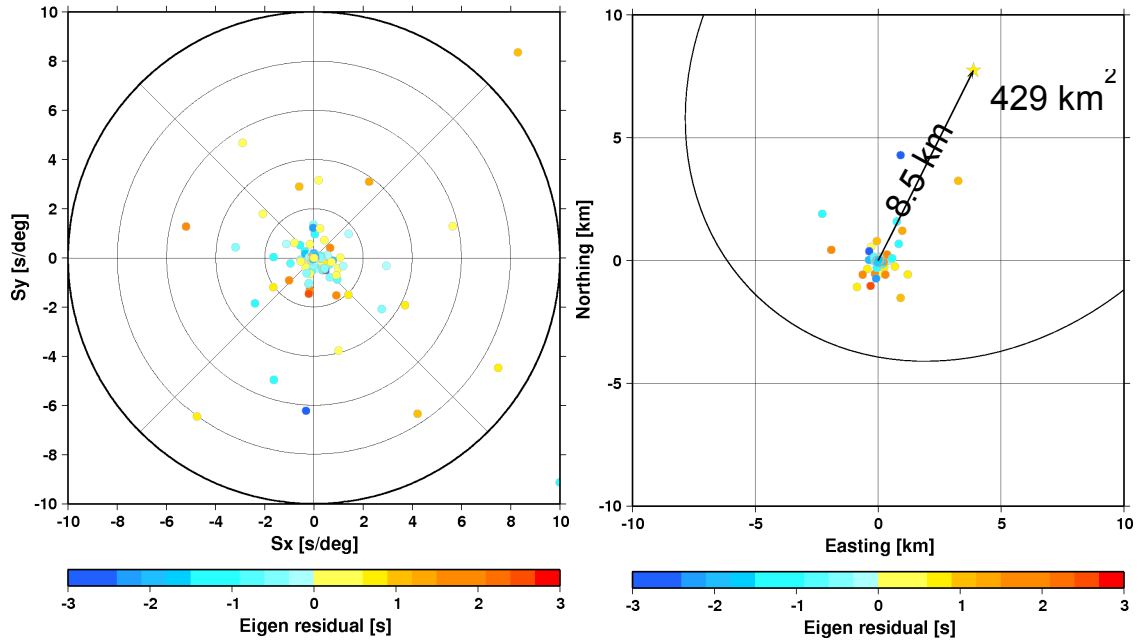
17. ábra. Felső panel: Az állomáshálózat nearest-neighbour távolság szerint rendezett kovariancia mátrixa, sajátérték spektruma (piros), valamint a sajátértékek kumulatív összege (zöld). A kék vonalak az 50, 60, 70, 80, 90 és 95 percentiliseket jelölik. A 209 állomásból kevesebb, mint 50 elég a teljes variancia 95%-ának magyarázására. Alsó panel: Ha az adat kovariancia mátrix főátlójához hozzáadjuk a mérési hibákat is, a korrelációs szerkezet valamelyest gyengül, és több sajátérték kell a teljes variancia 95%-ának magyarázására.

Ha a robbantás helyét a korrelációs szerkezet figyelmen kívül hagyásával (azaz azt tesszük fel, hogy a hibák függetlenek) határozzuk meg, és ábrázoljuk a GT0 epicentrumhoz viszonyított menetidő reziduálokat a slowness térben, akkor a **18. ábra** tanúsága szerint a GT reziduálok klaszterekbe tömörülnek és szisztematikus mintákat mutatnak. A helymeghatározás hibája több mint 10 km, és a 90%-os konfidencia ellipszis nem tartalmazza a valódi, GT0 epicentrumot. Ha viszont figyelembe vesszük a korrelált menetidő becslési hibákat, akkor a **19. ábra** szerint a GT reziduálok eloszlása a slowness térben izotrópabbá válik, és többé nem mutat szisztematikus mintákat. A helymeghatározási hiba is lecsökken, és a megnagyobbodott 90%-os konfidencia ellipszis tartalmazza a valódi epicentrumot.



18. ábra. A színekódolt menetidő reziduálok a GT0 epicentrumhoz képest a korrelált adatszerkezet figyelmen kívül hagyásával a slowness térben klaszterekbe tömörülnek szisztematikus hibákat mutatva (bal). A megoldás 10.5 km-re esik a GT0 epicentrumtól, és a hibaellipszis túl kicsi ahhoz, hogy tartalmazza a robbantás valódi helyét (jobb).

dc_995_15



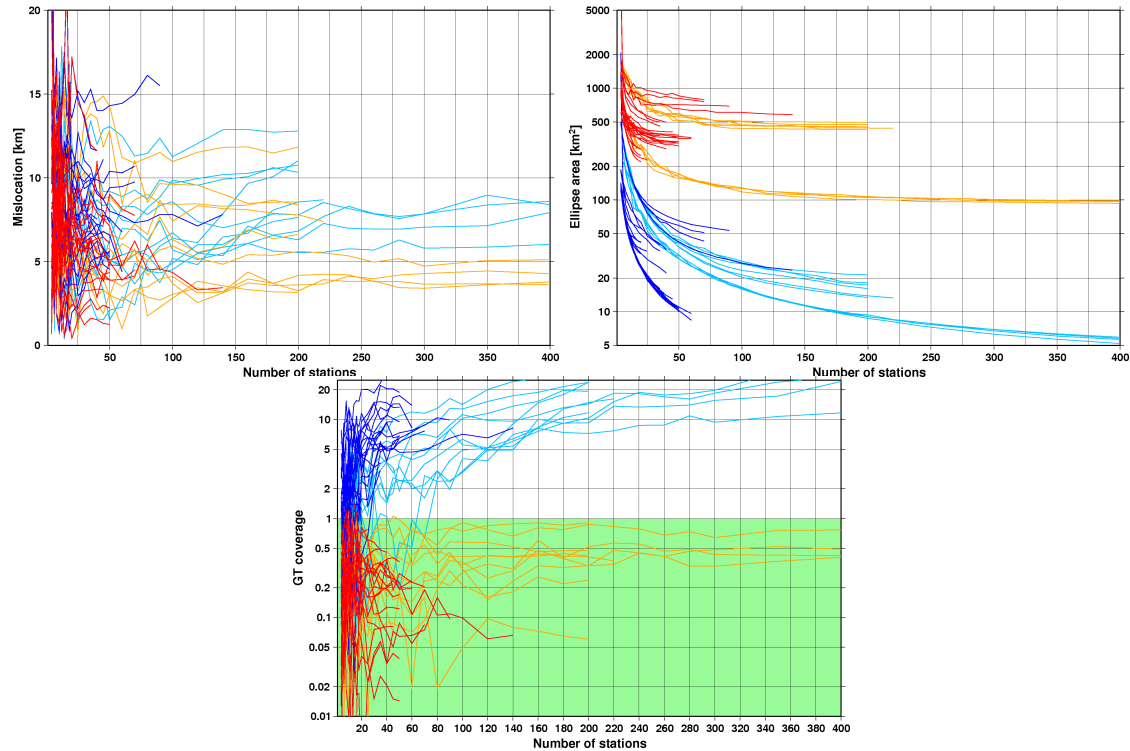
19. ábra. A menetidő reziduálok a GT0 epicentrumhoz képest a korrelált adatszerkezet figyelembe vételével a slowness térben egyenletesen oszlanak el, a redundáns adatokat a null-térbe vetítve (bal). A megoldás közelebb kerül a GT0 epicentrumhoz, és a hibaellipszis tartalmazza a robbantás valódi helyét (jobb).

5.3.4 Validációs tesztek

A korrelált adatszerkezetet figyelembe vevő algoritmus kiértékelését Monte Carlo analízissel végezzük, amihez GT0-2 esemény klasztereket használunk. Ezek magukba foglalják a Nevada (Pahute Mesa, Yucca Flat), Novaya Zemlya, Semipalatyinszk (Balapan, Degelen) és Lop Nor atomteszt területeket, valamint az Azgir, Oroszország békés célú atomrobbantásokat (Peaceful Nuclear Explosions, PNE) és a Lubin, Lengyelország bánya-robbantásokat.

Az első kísérlet azt célozza, hogy mérjük a helymeghatározás bizonytalanságának robusztusságát egyre növekvő adatredundancia mellett. A GT eseményeket helyét meghatározzuk egyre növekvő számú állomást tartalmazó optimális azimutális fedettséget biztosító állomáshálózattal, első P vagy Pn beérkezéseket használva egyszer azzal a feltételezéssel, hogy a menetidő becslési hibák függetlenek, másodszor pedig a korrelált hibaszerkezet figyelembevételével.

A **20. ábra** a relokációs kísérlet eredményét mutatja. Ahogy az állomások számának növekedtével a hálózat által hordozott információ kimerül, a korrelált hibastruktúra figyelembe vétele miatti relatív súlyozás csökkenti a helymeghatározás hibáját. Mivel az inverzió abban a saját koordináta rendszerben hajtódik végre ahol az adat kovarianca mátrix diagonális, a redundáns adatok a nulltérbe vetítődnek, és nem tudnak többé arra konspirálni, hogy torzítsák a helymeghatározás pontosságát. Ez a 90%-os konfidencia ellipszis méretét is stabilizálja, mert a bizonytalanság becsléseket a redundáns adatok többé nem befolyásolják. Ennek következtében a GT fedettség is megmarad.

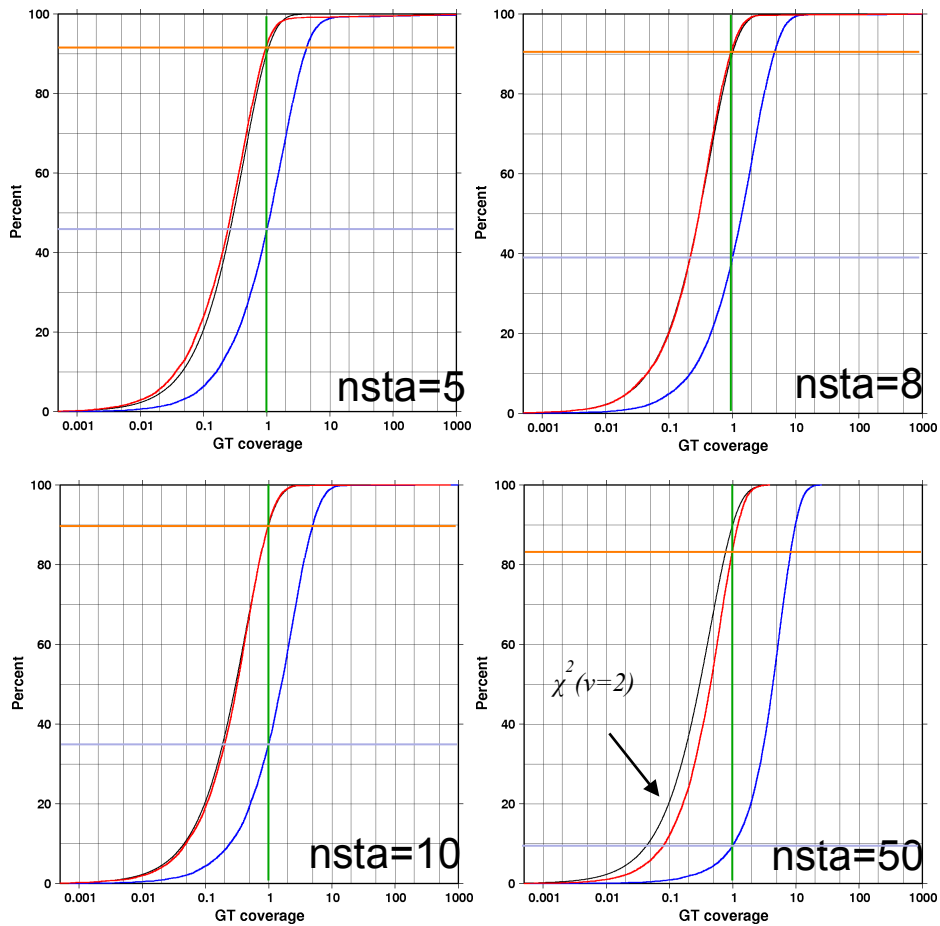


20. ábra. GT0-2 események helymeghatározási hibája, a konfidencia ellipszis mérete, és a fedettségi paramétere azimutálisan optimális eloszlású hálózatokra az állomások számának függvényében, feltéve, hogy a megfigyelések függetlenek (kék), illetve a korrelált hibaszerkezet figyelembevételével (regionális Pn, piros, teleszeizmikus P, narancssárga). A zölddel színezett terület az, ahol a fedettségi paraméter kisebb egynél, azaz a hibaellipszis tartalmazza a valódi epicentrumot.

A második Monte Carlo kísérlet azt célozza, hogy a helymeghatározás bizonytalanság becslésének megbízhatóságát mérjük szuboptimális hálózatok esetén. A GT események helyét újra meghatározzuk véletlenül választott 5, 8, 10 és 50 állomásból álló hálózatokkal (mindegyikre 1,000 realizáció) és mérjük a fedettségi paraméter eloszlását. Emlékeztetünk arra, hogy Gauss folyamatok esetén a fedettségi paraméter egy két szabadságfokú χ^2 eloszlást követ. Az aktuális fedettség az a percentilis érték, ahol a fedettségi paraméter eggyel egyenlő. Egy megbízhatóan becsült 90% konfidencia ellipszisre ennek nyilvánvalóan a 90%-os percentilisének kéne lennie.

A **21. ábra** azt mutatja, hogy a független menetidő becslési hibák feltételezése mellett a fedettségi paraméter (kékkel jelzett kumulatív eloszlás) elfogadhatatlanul alacsony aktuális fedettséget (a zöld függőleges és a világoskék vízszintes vonal metszéspontja) biztosít, ahol 90%-os hibaellipszis csak az esetek 40-45%-ban tartalmazza a valódi epicentrumot ritka hálózatokra ($n_{sta} < 10$), sűrű hálózatokra ($n_{sta} = 50$) pedig az aktuális fedettség 10% alá süllyed. A korrelált hibák figyelembevételével a fedettségi paraméter (piros kumulatív eloszlás) ritka hálózatokra követi az elméleti, két szabadságfokú χ^2 eloszlást, és a 90% konfidencia ellipszis az esetek 90%-ban tartalmazza a valódi epicentrumot, vagyis az aktuális fedettség (a zöld függőleges és a narancssárga vízszintes vonal metszéspontja) 90%-os, míg sűrű hálózatokra az aktuális fedettség valamelyest csökken, de még így is 90% közelében marad.

dc_995_15



21. ábra. GT0-2 események fedettségi paraméterének eloszlása szuboptimális, véletlen állomás hálózatokra a független hibahipotézis mellett (kék), illetve a korrelált hibaszerkezet figyelembevételével (piros). A fedettségi paraméter elméleti eloszlása feketével van rajzolva. A zöld függőleges vonal és a kumulatív eloszlások metszéspontja meghatározza az aktuális fedettséget amit a formális, 90%-os konfidencia ellipszis szolgáltat.

Összefoglalva, Bondár és McLaughlin (2009b) megmutatta, hogy kiegyensúlyzatlan, sűrű állomáshálózatok elegendően sok hasonló hullámutat tartalmaznak amelyek szisztematikus helymeghatározási hibákat okozhatnak. A korrelált menetidő becslési hibák figyelembevétele nemcsak megbízható és robusztus becslését szolgáltatja a helymeghatározás bizonytalanságának, hanem csökkenti a szisztematikus helymeghatározási hibákat is.

5.4 Fészekmélység

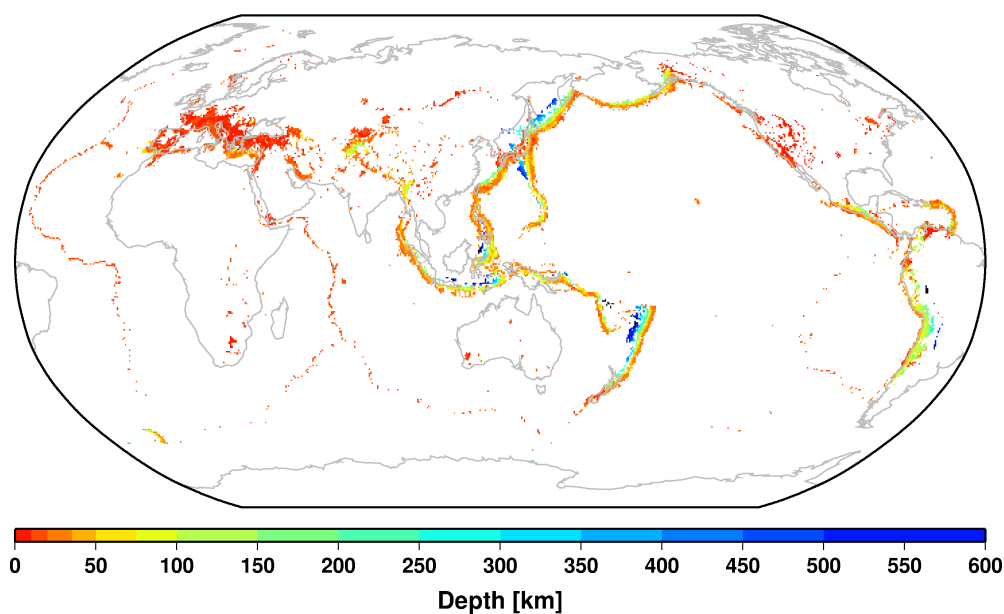
A 4.2.3 fejezetben kifejtettük, hogy a földrengés fészekmélységét csak akkor lehet megbízható pontossággal meghatározni, ha egy fázis menetidő vertikális parciális deriváltja gyorsan változik (lokális hálózat), vagy mélységfázisokat is detektáltak. A Föld magjáról reflektálódott fázisok (PcP, ScS), és kisebb mértékben viszonylag közeli állomásokon mért S fázisok is hozzájárulnak a fészekmélység felbontásához. Az ISC lokátor akkor engedi a fészekmélységet szabad paraméterként meghatározni, ha az alábbi feltételek legalább egyike teljesül.

- *lokális hálózat*: van legalább egy állomás 0.2° epicentrális távolságon belül
- *mélységfázisok*: létezik legalább öt mélységfázis
- *mag reflexiók*: létezik legalább öt PcP vagy ScS fázis
- *lokális S*: létezik legalább öt S és P páros 3° epicentrális távolságon belül

Ha az adatok nem hordoznak elegendő felbontást a fészekmélységre, akkor a fészekmélységet rögzítjük egy, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ koordinátarácson értelmezett mélység értékhez, ha az létezik az epicentrum helyén. Ha nem, akkor a fészekmélységet a jelentett fészekmélységek mediánjához rögzítjük, és ha még ez sem áll rendelkezésre, akkor a fészekmélységet a Flinn-Engdahl (Young et al, 1996) földrajzi régióhoz tartozó Moho mélységhez (35 vagy 10 km) kötjük.

Az alapértelmezett mélység gridet az EHB (Engdahl et al, 1998) szabad fészekmélység paraméterű események és a teljes ISC Bulletin relokációja során szabad fészekmélység paraméterrel számított (Bondár és Storchak, 2011) mélység értékekből, mintegy 815 ezer adatpontból generáltuk. Az alapértelmezett mélység egy grid cellába eső összes fészekmélység mediánjaként definiált, feltéve, hogy legalább 5 adat áll rendelkezésre a cellában. A multimodális mélységeloszlások (vagyis egy olyan cella ahol egyszerre

van sekély és mély fészke szeizmicitás) elkerülése érdekében azt is előírjuk, hogy a 75 - 25 kvartilis intervallum kisebb legyen mint 100 km. A **22. ábra** az alapértelmezett mélység rácsot mutatja, ami elfogadható becslést ad a fészkekmélységre olyan területeken ahol van szeizmicitás.



22. ábra. Az ISC alapértelmezésbeli, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ mélység grid elfogadható fészkekmélység becslést ad az olyan területekre ahol van szeizmicitás.

5.4.1 Mélységfázis stack

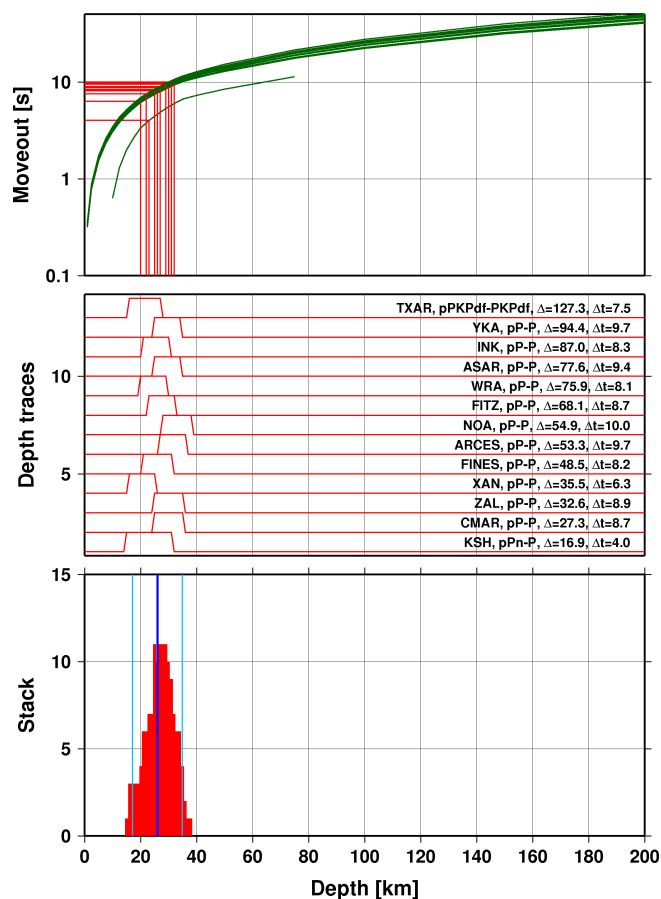
Ha rendelkezésre áll elegendő mélységfázis, akkor Murphy és Barker (2006) mélységfázis összegzés módszere egy, az inverziótól független becslést ad a fészkekmélységre. A módszert a **23. ábra** szemlélteti és három egyszerű lépésben leírható. Először a becsült move-out (mélységfázis mínusz első P beérkezési idő) görbéket generáljuk állomásonként és ábrázoljuk őket a mélység függvényében. Minden megfigyelt move-out értékhez egy boxcar függvényt rendelünk, aminek a szélessége a mélységfázis *a priori* mérési hibája, majd ezt a vízszintes mélység tengelyre vetítjük. Ez egy olyan csatornát hoz létre, ahol a boxcar függvény a megfigyelt move-outnak megfelelő mélységhez tartozik. A csatornákat összeadva

egy olyan eloszlást kapunk, ami konzisztens az összes mélységfázis méréssel.

A mélységfázisokból számított mélységet a stack mediánjaként definiáljuk,

a bizonytalanságát pedig a stack SMAD-jával (standard median absolute deviation,

a standard deviáció L1-norma megfelelője) jellemezzük.



23. ábra. Mélységfázis stack illusztrációja, felülről lefelé: Becsült move-out görbék állomásonként a mélység függvényében. Boxcar függvény csatornák, amelyek konzisztensek a megfigyelt move-outtal. A csatornák összegzése egy mélységeloszlást ad, ennek mediánjaként határozzuk meg a fészekmélységet.

5.5 Relokációs tesztek

Annak demonstrálására, hogy az új ISC helymeghatározó algoritmus valóban jelentős javulásokat hoz, több tesztet is végrehajtottunk. Ezek során meghatároztuk a IASPEI Reference Even Listában szereplő események helyét mind a régi, mind az új ISC lokátorral. Ezen kívül újra meghatároztuk az ISC Bulletinban szereplő összes esemény

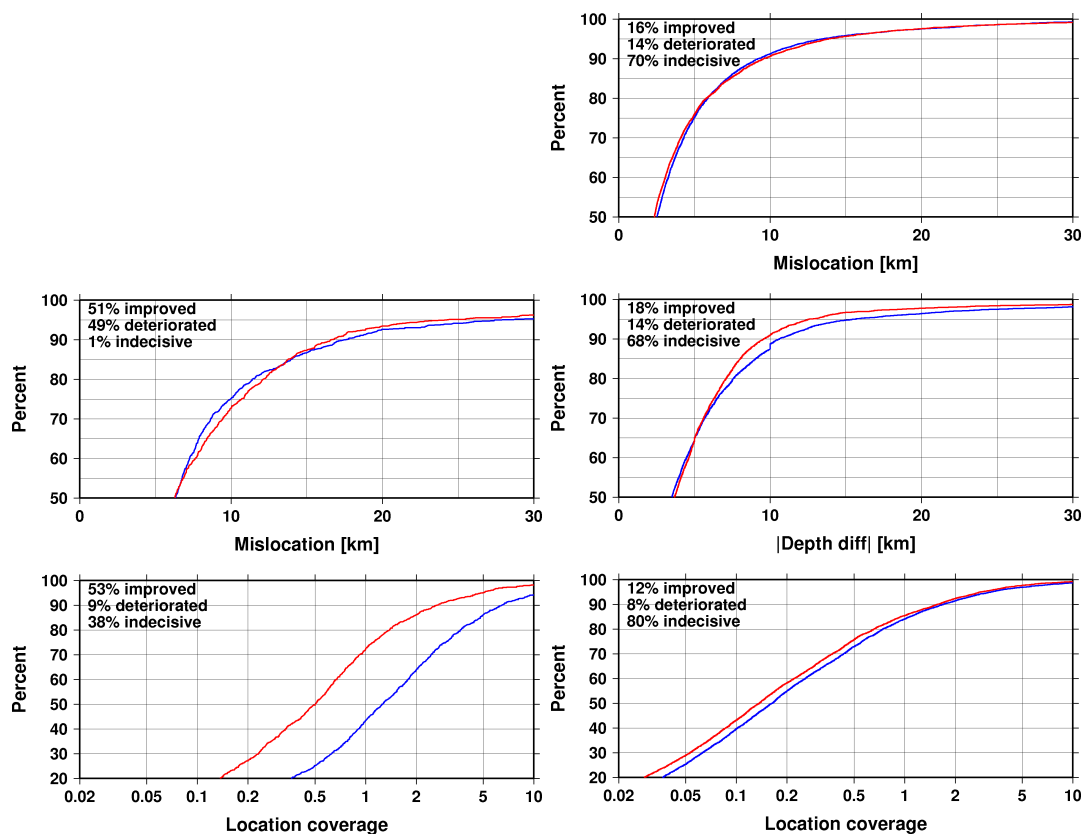
helyét, megintcsak a régi és az új algoritmussal. Végül demonstráljuk a helymeghatározások javulását az RSTT menetidő becsléseknek köszönhetően.

5.5.1 Ground truth relokáció

Mintegy 7,200 GT0-5 esemény helyét határoztuk meg először a régi ISC lokátorral, majd pedig az új helymeghatározási algoritmussal. Mivel mindkét lokátor *ak135* menetidő becsléseket használ, és a GT eseményeket tipikusan sok, kitűnő azimutális fedettséget biztosító állomás regisztrálta, nem várhatunk drámai javulást a helymeghatározás hibájában. A jelentős javulások a korrelált menetidő becslési hibák figyelembevétele miatt a fedettségi paraméter statisztikákban várhatók. Javulást várhatunk még a fészekmélység meghatározásban is a mélységfázisok közvetlen használata miatt is.

A **24. ábra** azt mutatja, hogy az 1,180 GT0-2 robbantás esetén a helymeghatározás hibájának csökkenése elhanyagolható, de a fedettségi paraméter jelentősen javul.

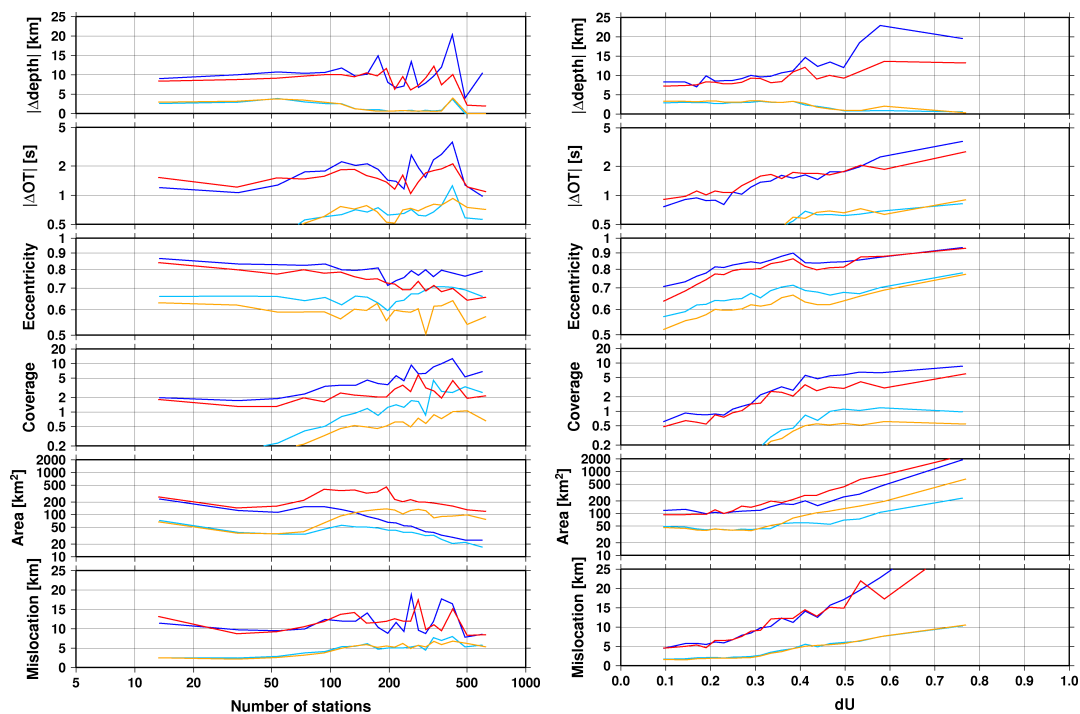
A régi ISC lokátor 95%-ra skálázott hibaellipszise csak az esetek 65%-ában tartalmazza a valódi epicentrumot, míg az új ISC lokátor 90%-os konfidencia ellipszise 85%-os fedettséget biztosít. A 6,003 GT5 földrengés esetén az esetek mintegy 70%-ában a régi és az új helymeghatározás statisztikailag ekvivalens (mindkét epicentrum a GT5 földrengés 5 km-es körzetébe esik) de így is több eseménynél javítunk a helymeghatározás pontosságán, mint rontunk rajta.



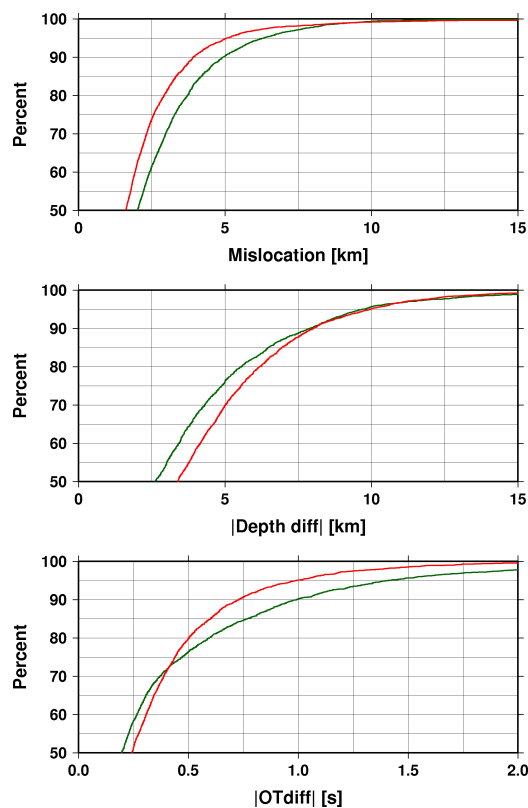
24. ábra. GT0-2 robbantások (bal) és GT5 földrengések helymeghatározás hibája a régi (kék) és az új (piros) ISC algoritmussal. Több esemény javul mint romlik.

A **25. ábra** a korrelált menetidő becslés hibák figyelembevételének hatását szemlélteti. Ezeket a régi ISC lokátor figyelmen kívül hagyta. Minél kiegyensúlyozatlanabb az állomáshálózat geometriája (az állomások számának növekedtével egyre nő a korrelált hibák szerepe), annál jelentősebb javulást hoz az új lokátor. Mivel a redundáns adatok nem konspirálhatnak többé, a hiba ellipszis már nem zsugorodik minden mértéken túl, kevésbé lesz elnyújtott és tartalmazza a valódi epicentrumot. A hely, fészekmélység és kipattanási idő torzulása is annál jobban csökken, minél előnytelenebb a hálózat geometriája.

A **26. ábra** összehasonlítást ad az új ISC lokátor és az EHB (Engdahl et al., 1998) helymeghatározásai között azokra a GT0-5 eseményekre amik megtalálhatók az EHB bulletinban is. Az új ISC helymeghatározási algoritmus eléri és meghaladja az EHB pontosságát.



25. ábra. A GT események helymeghatározás hibája és bizonytalansága (hibaellipszis mérete, ekcentricitása és a fedettségi paraméter) az 50% és 90% percentiliseknél a régi (világos és sötétkék) és az új (narancssárga és piros) ISC algoritmussal az állomások számának (bal) és a hálózatminőségi paraméter (jobb) függvényében.



26. ábra. A GT0-5 események helymeghatározás hibája az EHB (zöld) és az új (piros) ISC algoritmussal. Az új ISC algoritmus meghaladja az EHB pontosságát.

5.5.2 Az ISC Bulletin automatikus relokációja

A összes ISC Bulletinben szereplő esemény (1960 - 2010) helyét újra meghatároztuk az új ISC algoritmussal. Ez mintegy 2.5 millió esemény meghatározását jelentette, ezek közül mintegy egymillió eseményt ellenőriztek az ISC Bulletin szerkesztői.

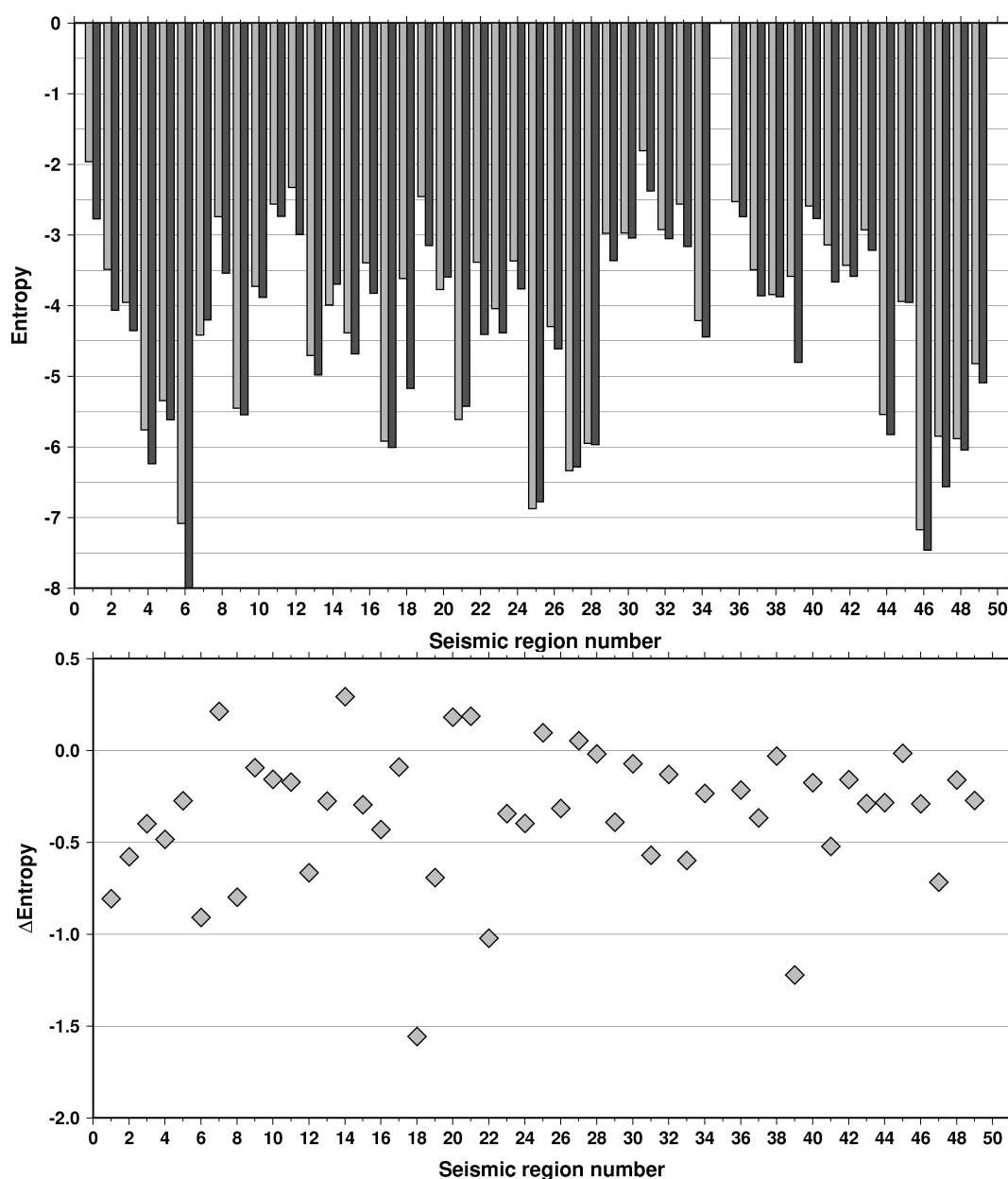
A következőkben ezeket, az ISC által ellenőrzött eseményeket vesszük csak figyelembe az automatikus helymeghatározásokkal való összehasonlításban. Mint korábban, most is azt várjuk, hogy a korrelált menetidő becslési hibák figyelembe vétele, a később beérkező és a mélységfázisok használata csökkenteni fogja a megoldások torzítását. Ez pedig szorosabbra vonja a szeizmicitás képét, és a szubdukciós övezetek jobb mélységbeli felbontását eredményezi.

A hipotézisünk ellenőrzésére a szeizmicitás szóródottságát az epicentrumok entrópiájával mérjük (Bondár et al., 2002). Nicholson et al. (2000) egy ponthalmaz entrópiáját Voronoi diagrammok segítségével definiálja. A Voronoi diagram egy olyan partíciója a térnek, ahol minden egyes cella csak egy eseményt tartalmaz és bármely pont a cellában közelebb van ehhez az eseményhez mint egy másikhoz. Vagyis a Voronoi cellák egy természetes közelséget (natural neighbourhood) definiálnak. Minél kisebb egy cella, annál sűrűbben helyezkednek el az események, ami a földrengések térbeli eloszlásának valószínűségi sűrűségfüggvényére ad becslést. Egy ponthalmaz entrópiáját az alábbi kifejezéssel definiáljuk.

$$S = \log(N) - \log(A) + \frac{1}{N} \sum_i \log(a_i) \quad (20)$$

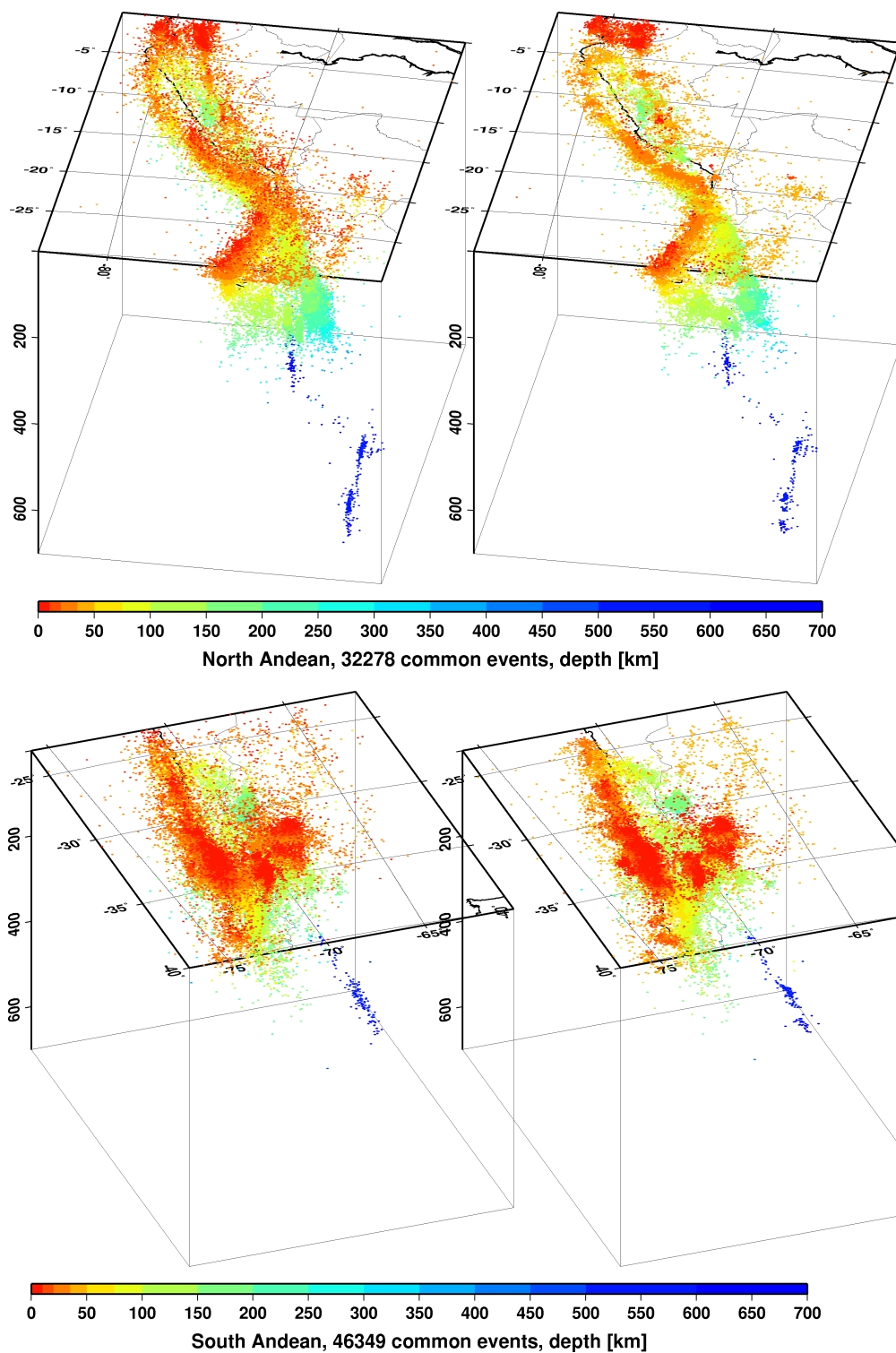
ahol N az események száma, a_i egy Voronoi cella területe, és A a convex hull (a minimális convex polygon ami az összes pontot magába foglalja) területe. Az entrópia, S mindig negatív, és a maximumát a zero értéket akkor éri el, ha a pontok eloszlása egyenletes. Azt mondhatjuk, hogy az új lokátor szorosabbra húzza

a szeizmicitás képét, ha az új ISC algoritmussal meghatározott események entrópiája csökken az ISC Bulletinben lévőkhöz képest. A **27. ábra** minden Flinn-Engdahl szeizmikus régióra feltünteti az ellenőrzött ISC Bulletinben lévő epicentrumok, és ugyanazon események az új ISC helymeghatározó algoritmussal kapott epicentrumok entrópiáját, illetve az entrópia különbségeket. Az 50 szeizmikus régióból 44 régióra csökkenti az új algoritmus az entrópiát, néhány esetben igen nagy mértékben.



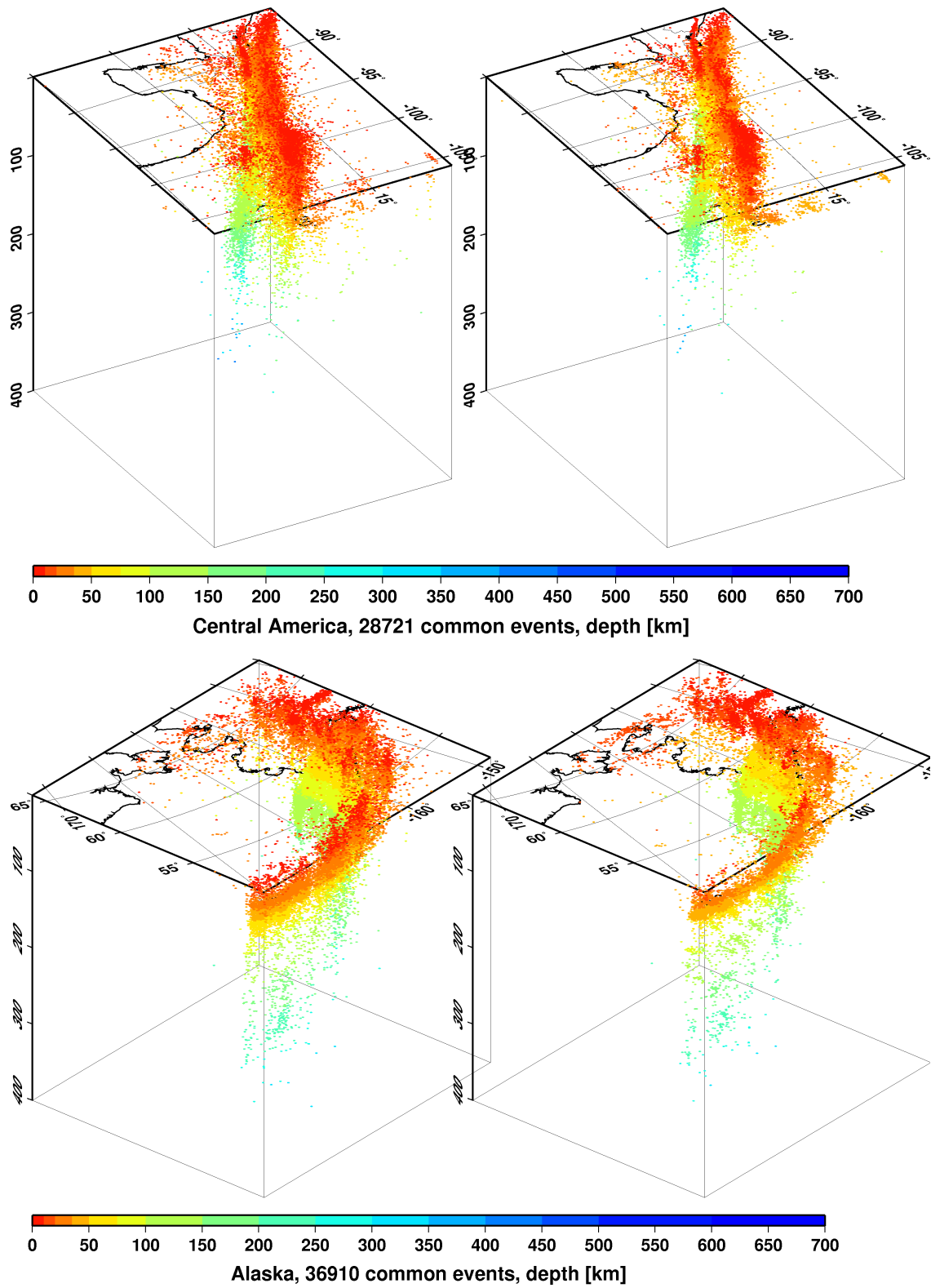
27. ábra. Az ellenőrzött ISC Bulletinben lévő (szürke) és az újra meghatározott (fekete) epicentrumok entrópiája (fent) és entrópia különbsége (lent) az egyes Flinn-Engdahl szeizmikus régiókra.

A **28.-30. ábrák** illusztrálják, hogy az új ISC helymeghatározó algoritmus hipocentrumai (jobboldali panelek) az ellenőrzött ISC Bulletinben (baloldali panelek) lévőkhöz képest valóban a Föld szeizmicitásának részletesebb képét adják.



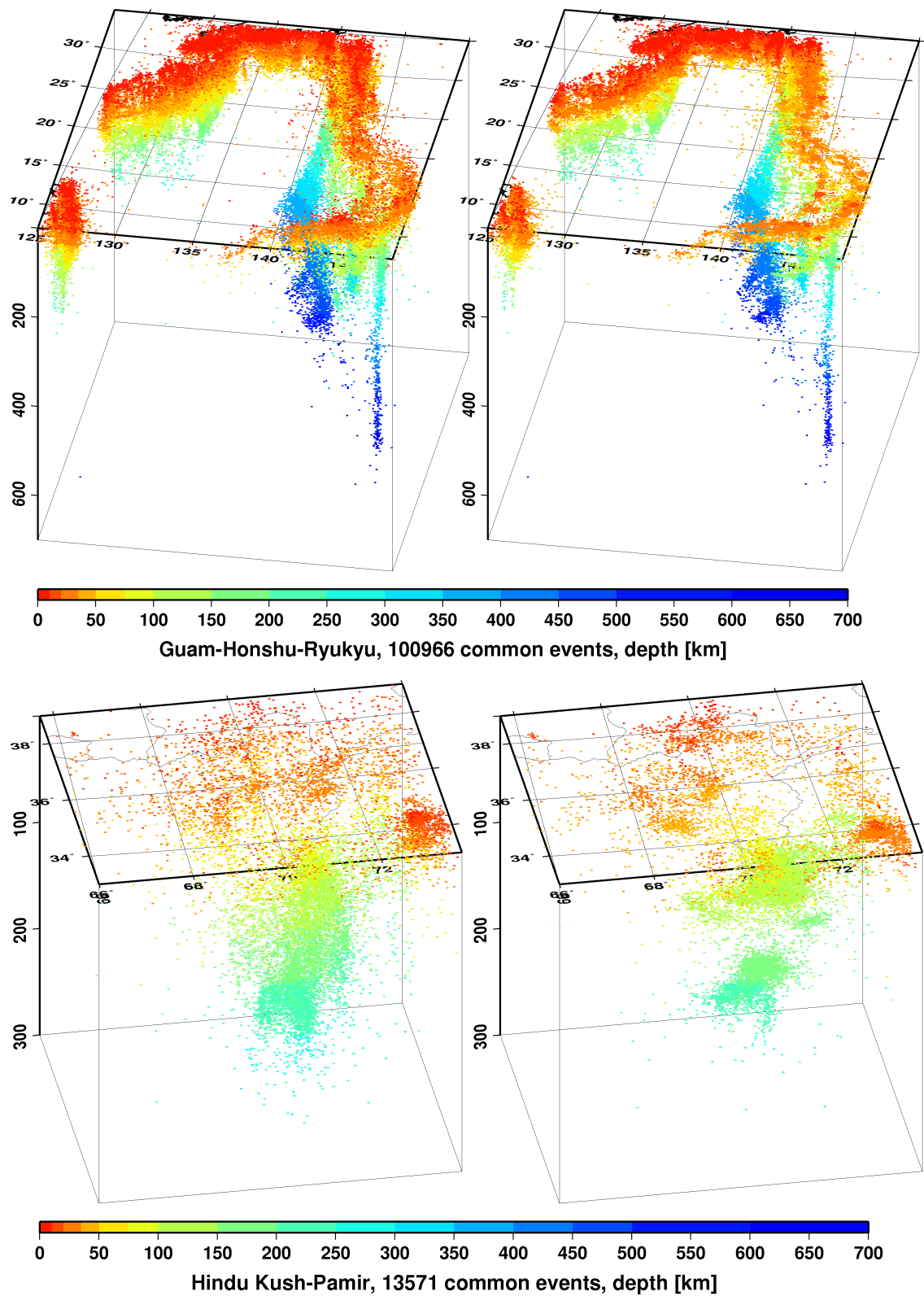
28. ábra. Az ellenőrzött ISC Bulletinben lévő (bal) és az új ISC lokátorral (jobb) kapott hipocentrumok eloszlása az északi (fent) és déli (lent) Andokban, Dél Amerika.

dc_995_15



29. ábra. Az ellenőrzött ISC Bulletinben lévő (bal) és az új ISC lokátorral (jobb) kapott hipocentrumok eloszlása Közép Amerikában (fent) és Alaszkában (lent).

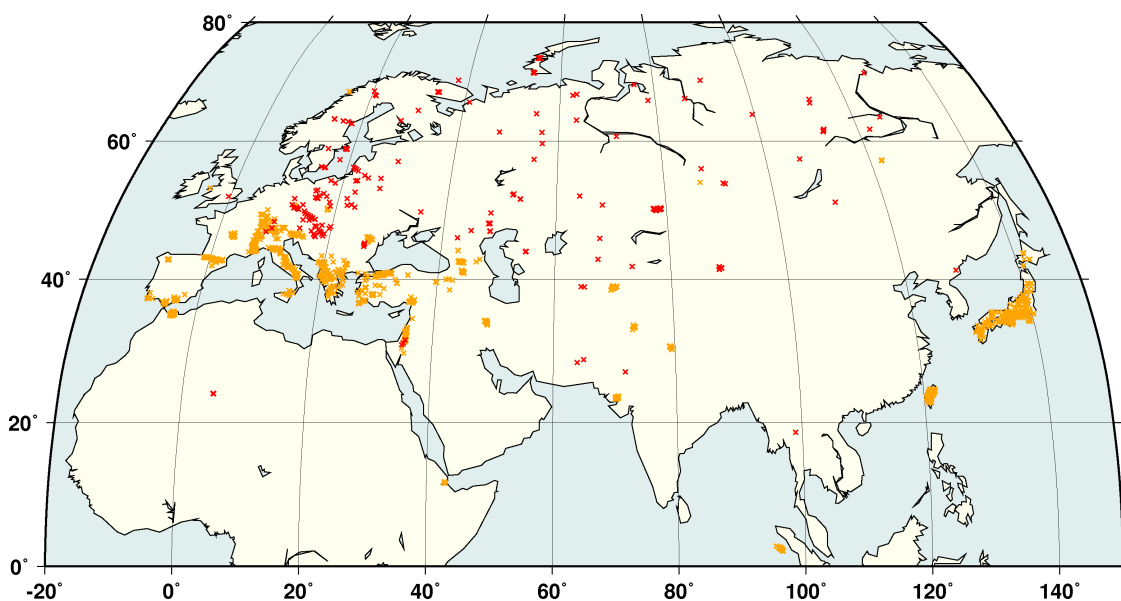
dc_995_15



30. ábra. Az ellenőrzött ISC Bulletinben lévő (bal) és az új ISC lokátorral (jobb) kapott hipocentrumok eloszlása az Guam - Honshu - Ryukyu szigeteken (fent) és a Hindu Kush - Pamír hegységben (lent).

5.5.3 RSTT relokációk

Annak a demonstrálására, hogy az RSTT Pn, Sn és Pg, Lg menetidő becslések javulást hoznak az *ak135* becslésekhez képest, mintegy 5,600 GT0-5 esemény helyét meghatároztuk az új ISC helymeghatározó algoritmussal, először az *ak135* menetidő becslésekkel, majd pedig a Pn/Sn, Pg/Lg fázisokra az RSTT menetidő becsléseket használva. Az RSTT modell (Myers et al., 2010) jelen pillanatban Euráziára szolgáltat egy teljes kéreg és felső köpeny modellt, úgyhogy a GT eseményeket (**31. ábra**) erről a területről választottuk.

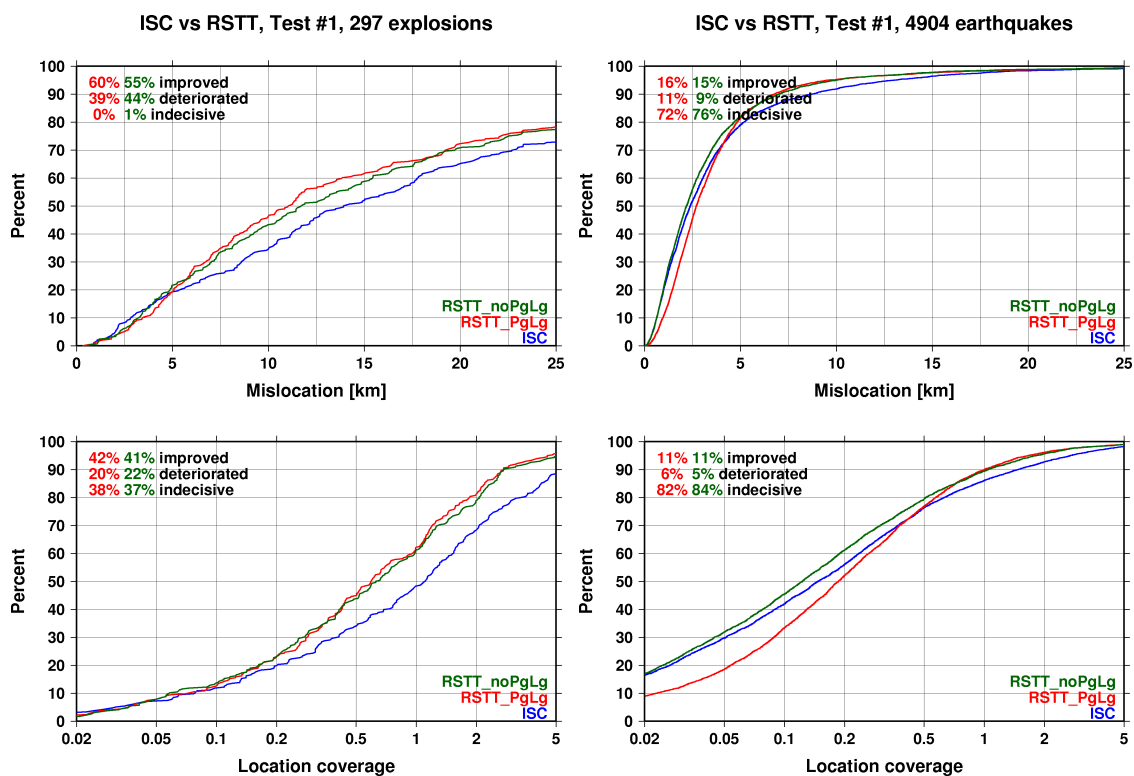


31. ábra. GT0-5 események Euráziában az RSTT modell kiértékeléséhez. A robbantásokat pirossal, a földrengéseket narancssárgával jelöltük.

Ahogy a GT események relokációjánál korábban, most sem várhatunk drámai javulást az események helymeghatározásában, mert a GT események már eleve jól meghatározottak. A javulás inkább csak ott várható ahol a hálózat geometriája miatt a regionális fázisok meghatározó szerepet játszanak a megoldásban.

A **32. ábra** a helymeghatározás hibájának és a fedettségi paraméter kumulatív eloszlását mutatja. A GT0-1 robbantások esetén az RSTT menetidő becslések

kimondott javulást hoznak, míg a GT5 földrengésekre ez már nem egyértelmű, de még így is több eseményen javít az RSTT mint ront.



32. ábra. GT0-2 robbantások (bal) és GT5 földrengések (jobb) relokációja RSTT menetidő becslésekkel (piros, zöld) és anélkül (kék). Az RSTT több esemény helymeghatározásán javít, mint ront.

6 ISC-GEM földrengéskatalógus, 1900-2009

Az ISC-GEM műszeres földrengéskatalógus a Global Earthquake Risk Model (GEM) Foundation (www.globalquakemodel.org) öt fő globális földrengésveszélyeztetettség komponensének az egyike, amelyek a GEM célkitűzései szerint globális szeizmikus veszélyeztetettség és kockázat modell számítások alapjául szolgálnak majd.

Az ISC-GEM földrengés katalógus (Storchak et al., 2013, 2015) a Föld elmúlt száz évének szeizmikus aktivitását öleli fel, mintegy 20 ezer nagy és közepes méretű földrengést tartalmaz és szabadon hozzáférhető az ISC weboldalán (www.isc.ac.uk/iscgem).

A katalógus létrehozását az motiválta, hogy a globális szeizmikus veszélyeztetettség és kockázat tanulmányokhoz egy olyan referencia földrengéskatalógus szükséges, ami

- műszeres adatokon alapszik;
- a lehető leghosszabb időszakot öleli fel;
- egységes eljárások keretében lett létrehozva;
- pontos hipocentrumokat tartalmaz;
- a közepes és nagy méretű földrengésekre nézve teljes;
- minden egyes földrengést egy egységes magnitúdó értékkel jellemez;
- bizonytalanság becslést szolgáltat minden becsült paraméterre.

A leghosszabb múltra tekintő katalógusok távolról sem egységesek, mert az évtizedek során a katalógusok létrehozását szolgáló eljárások és módszerek többször is változtak. Az ISC felületi hullám magnitúdókat (M_S) csak a 70-es évek közepétől publikált, és a globális centroid momentum tenzor (CMT) katalógus is csak a 80-as évek elejétől indult (Dziiewonski et al., 1981). A fenti követelményeknek tehát

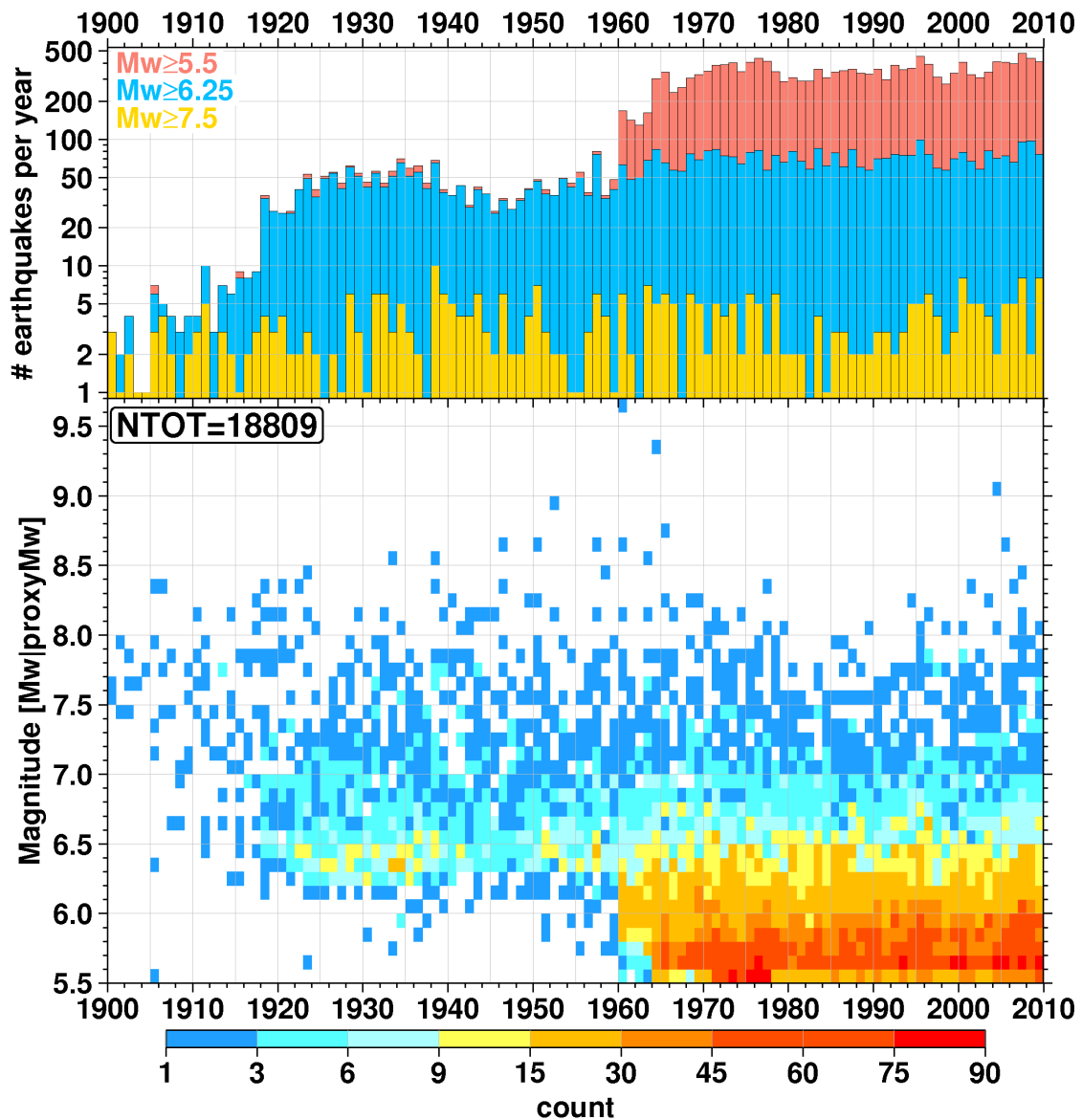
egyetlen létező katalógus sem felel meg, és nyilvánvalóan a létező globális katalógusok egyszerű kompilációja sem kielégítő megoldás.

Ahhoz, hogy egy egységes katalógust létrehozzunk, vissza kellett menni az eredeti állomás jelentésekhez, mert 1960 előtt a globális bulletinek nem publikáltak amplitúdó méréseket, és az adatok amúgysem álltak rendelkezésre elektronikus formában. Az adatok manuális bevitele jelentős forrásokat emésztett fel (Di Giacomo et al., 2015a), de kvintesszenciális fontosságú volt az ISC-GEM katalógus létrehozásához.

A katalógus készítése során minden egyes földrengés helyét újra meghatároztuk (Bondár et al., 2015), újra számoltuk a felületi (M_S) és test (m_b) hullám magnitúdókat a IASPEI szabványok szerint, és a projekt keretében kifejlesztett nemlineáris regressziós formulák segítségével minden olyan eseményhez egy M_w értéket rendeltünk, ami nem rendelkezett közvetlen mérésekből származó M_w értékkel (Di Giacomo et al., 2015b).

A **33. ábra** az ISC-GEM katalógusban szereplő földrengések magnitúdó és évszám szerinti eloszlását mutatja. A rendelkezésre álló erőforrások és adatok függvényében három különböző magnitúdóküszöböt vezettünk be. 1990-1917 között az állomáshálózat ritkasága miatt az $M_S \geq 7.5$; 1918-1959 között az erőforrások szűkössége miatt az $M_S \geq 6.25$; és végül 1960-2009 között az adatok elektronikus elérhetősége óta az $M_S \geq 5.5$ magnitúdóküszöböt alkalmaztunk az események szelektálására, ami a **33. ábrán** is jól látszik.

dc_995_15



33. ábra. Az ISC-GEM katalógusban szereplő mintegy 20,000 földrengés magnitúdó és évszám szerinti eloszlása. A földrengések éves száma viszonylag állandó.

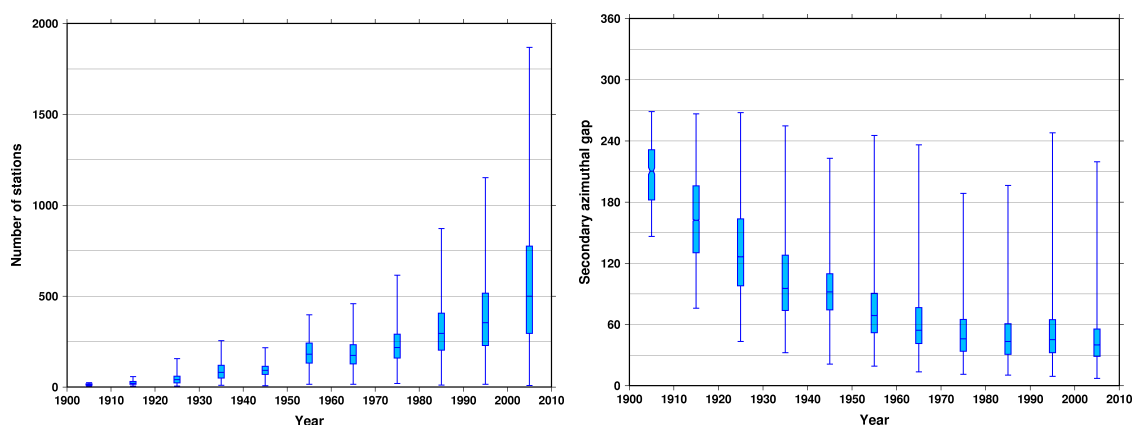
A földrengések helymeghatározása során kétlépcsős eljárást követtünk.

A feldolgozásra kiválasztott földrengések kezdeti pozíciói az Abe (Abe, 1981, 1984; Abe és Noguchi, 1983a, 1983b), a Centennial (Engdahl és Villaseñor, 2002), az ISS (Villaseñor és Engdahl, 2005; 2007) és az ISC katalógusokból származtak. Először az EHB (Engdahl et al., 1998) lokációs algoritmust használtuk a kezdeti hipocentrumok javítására, különös tekintettel a fészekmélység becslésekre. A második lépésben az ISC (Bondár és Storchak, 2011) helymeghatározó algoritmust alkalmaztuk az EHB

megoldásokkal mint kezdeti hipocentrum becslésekkel. Az ISC algoritmus a korrelált menetidő becslések figyelembevételével tovább csökkenti a helymeghatározások szisztematikus torzításait. A kétlépcsős feldolgozás a két egymástól független helymeghatározó algoritmus segítségével nagyon erős minőségellenőrzést biztosított.

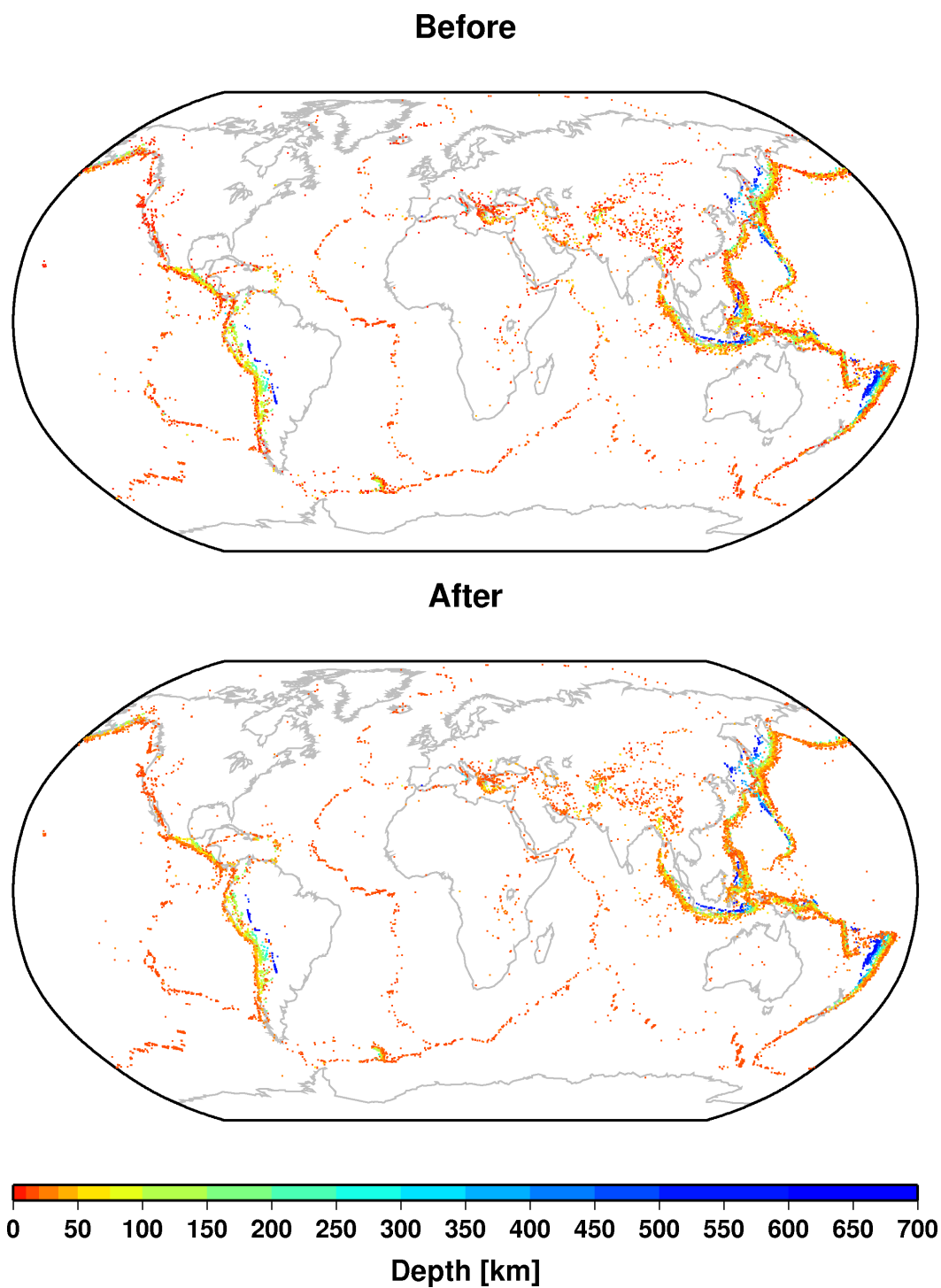
A helymeghatározásban használt beérkezések száma is jelentősen nőtt: 1903 és 1960 között a manuális adatbevitel mintegy 1 millió új fázist adott a helymeghatározáshoz. A modern periódusban, amikor a legtöbb beérkezési adat már az ISC adatbázisban volt, annak köszönhetően, hogy mind az EHB, mind az ISC algoritmus nemcsak az első beérkezéseket, hanem az összes *ak135* fázist használja a helymeghatározásban, mintegy 3 millió addig nem használt beérkezés járult hozzá a helymeghatározáshoz.

A **34. ábra** az állomások számának és a másodlagos azimutális hézag box-and-whisker prezentációját mutatja az egyes évtizedekben. A box-and-whisker az adatok teljes terjedelmét, a sátozott rész pedig a 25% - 75% kvartilis terjedelmet mutatja. Ahogy az állomások száma nő az évtizedek során a medián másodlagos azimutális hézag stabilizálódik 45° körül.



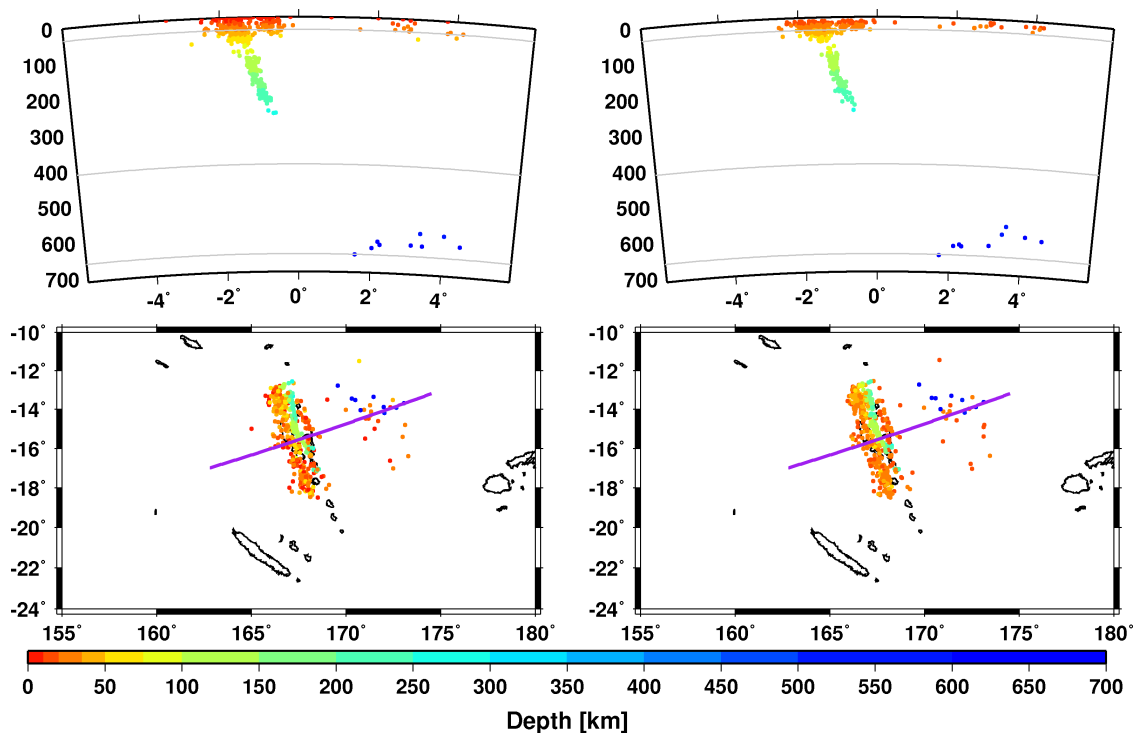
34. ábra. Az állomások számának növekedtével az évek során a medián másodlagos azimutális hézag 45° -re csökken.

A **35. ábra** a preferált hipocentrumokat mutatja az ISC-GEM katalógus elkészülte előtt és után. A történeti periódusban nagyon sok földrengés fészekmélységét a felszínre rögzítették; a jobb fészekmélységmeghatározásnak köszönhetően ez a mesterséges hatás eltűnik az ISC-GEM katalógusból.

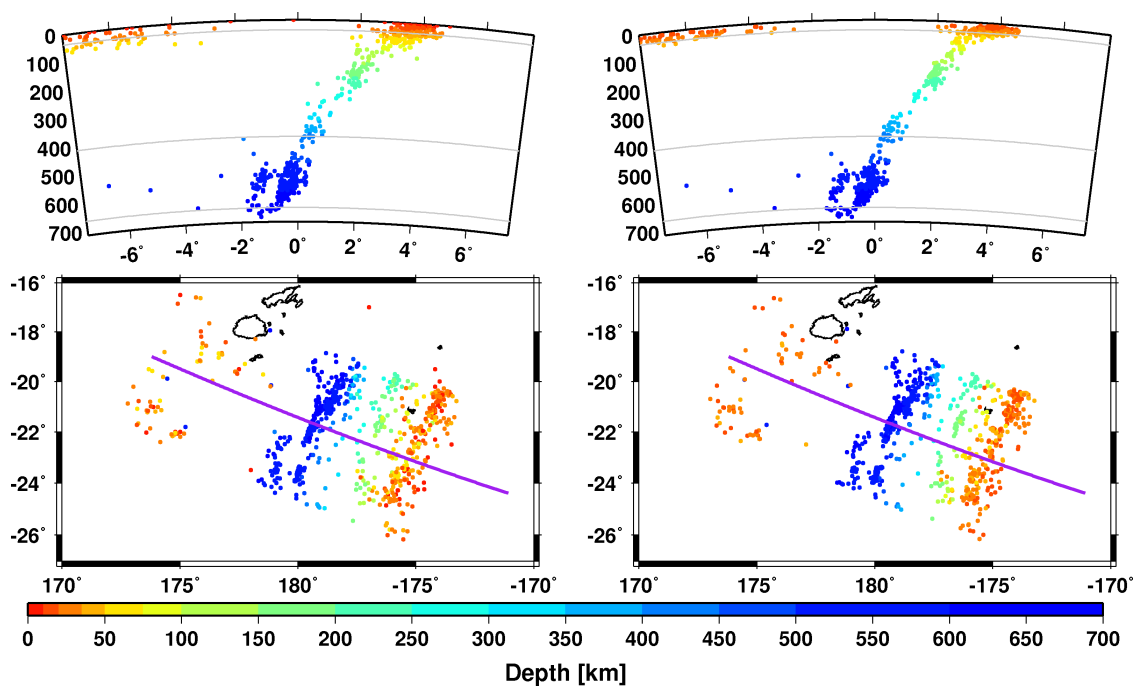


35. ábra. A szeizmicitás képe az ISC-GEM katalógus előtt (fent) és után (lent).

A **36.-43. ábrák** néhány szubdukciós zóna keresztmetszét mutatják az ISC-GEM katalógus előtt és után. A szubdukciós lemezek szerkezetének felbontását az ISC-GEM katalógus jelentősen javítja.

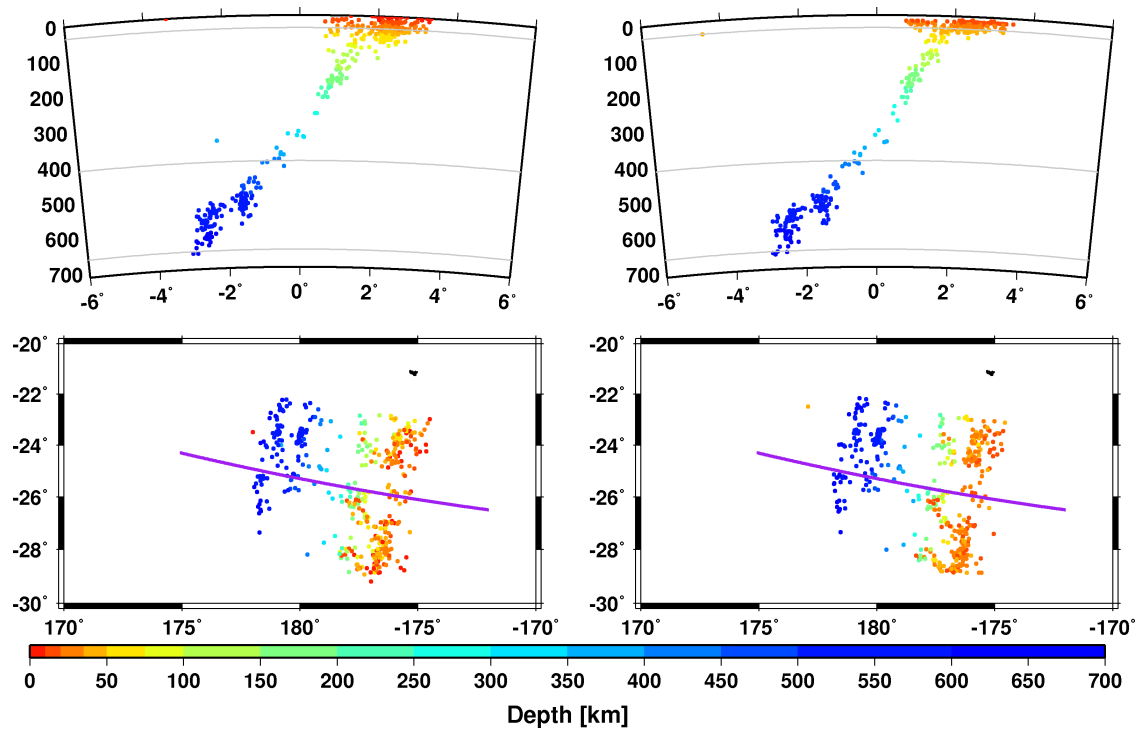


36. ábra. Szubdukciós lemez keresztmetszény az ISC-GEM előtt (bal) és után (jobb), Vanuatu.

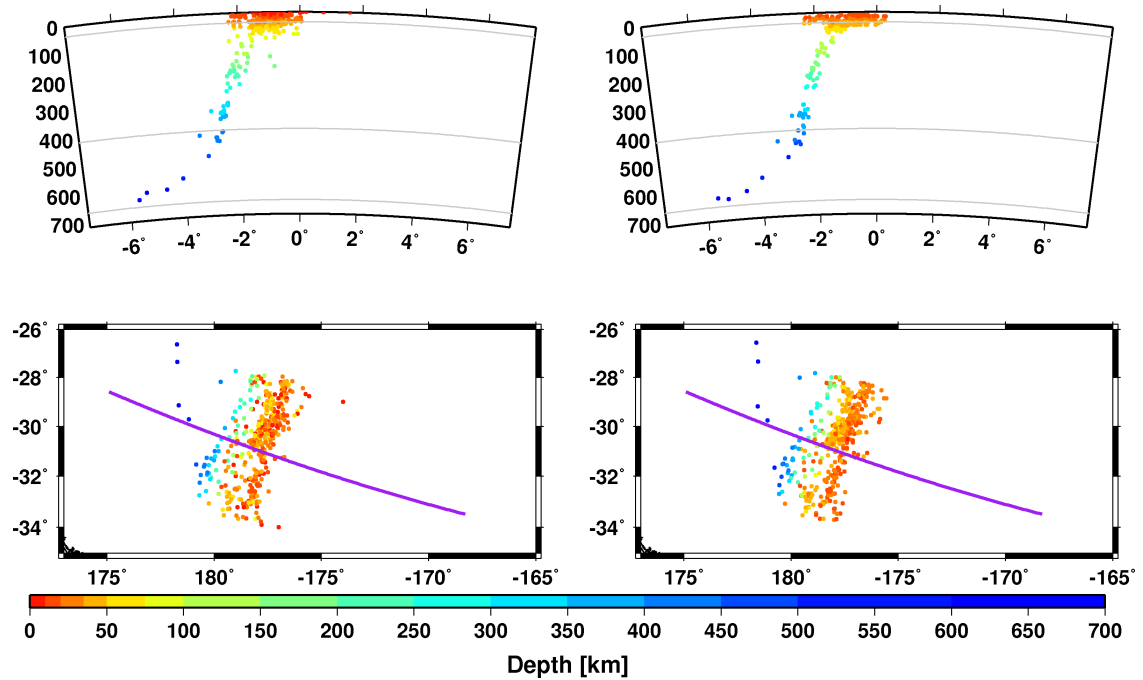


37. ábra. Szubdukciós lemez keresztmetszény az ISC-GEM előtt (bal) és után (jobb), Fiji szigetek.

dc_995_15

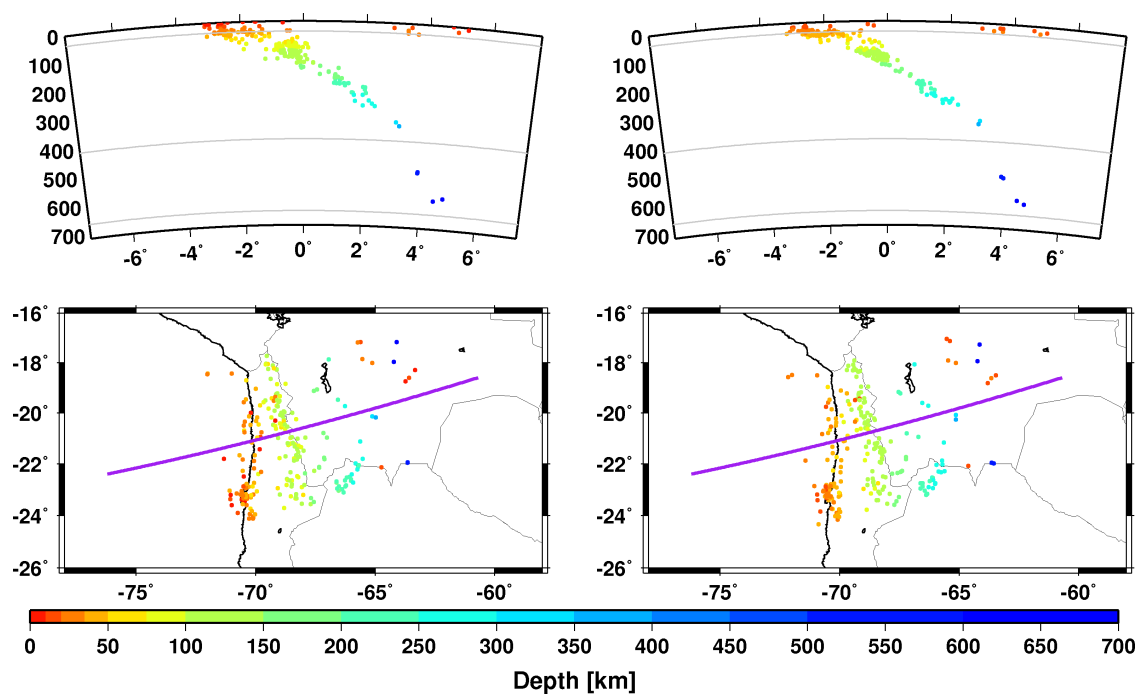


38. ábra. Szubdukciós lemez keresztmetszvény az ISC-GEM előtt (bal) és után (jobb), Tonga.

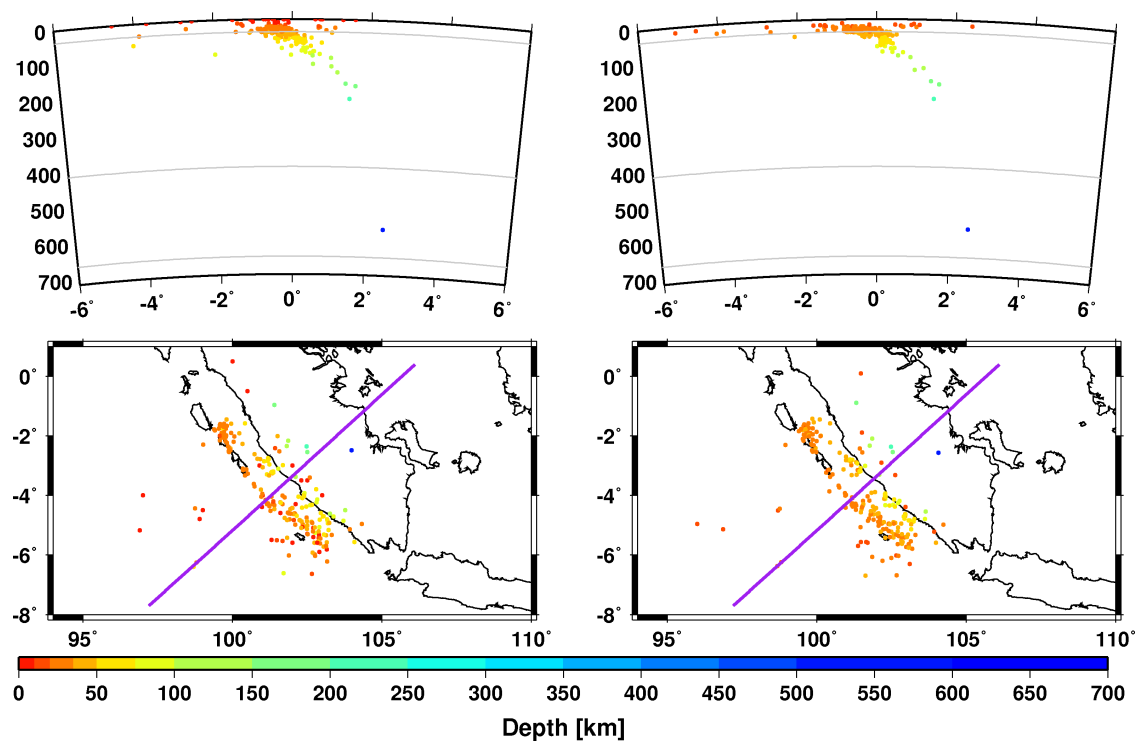


39. ábra. Szubdukciós lemez keresztmetszvény az ISC-GEM előtt (bal) és után (jobb), Kermadec.

dc_995_15

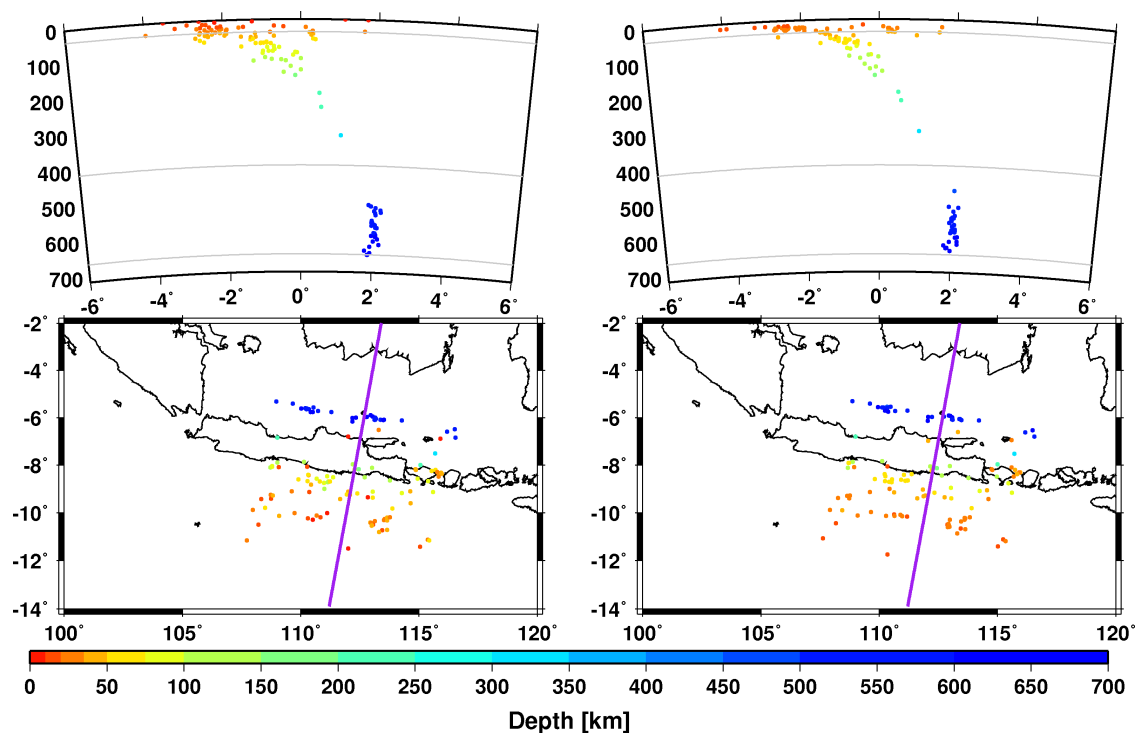


40. ábra. Szubdukciós lemez keresztmetszvény az ISC-GEM előtt (bal) és után (jobb), Arica.

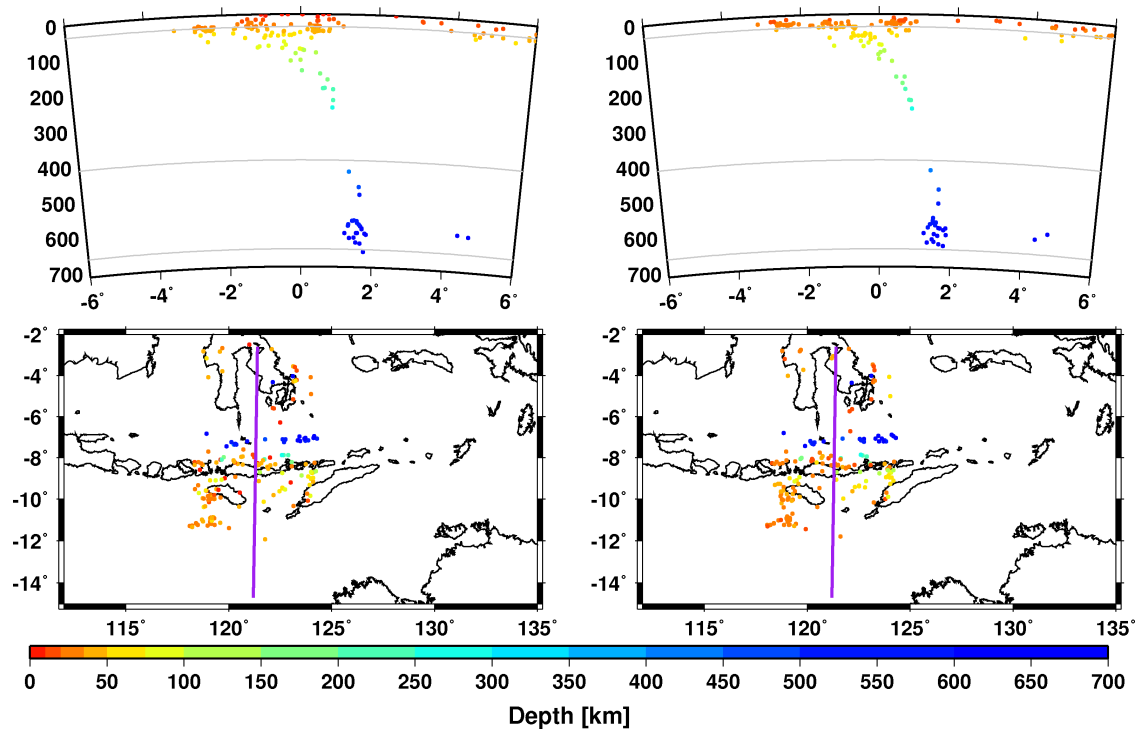


41. ábra. Szubdukciós lemez keresztmetszvény az ISC-GEM előtt (bal) és után (jobb), Szumátra.

dc_995_15

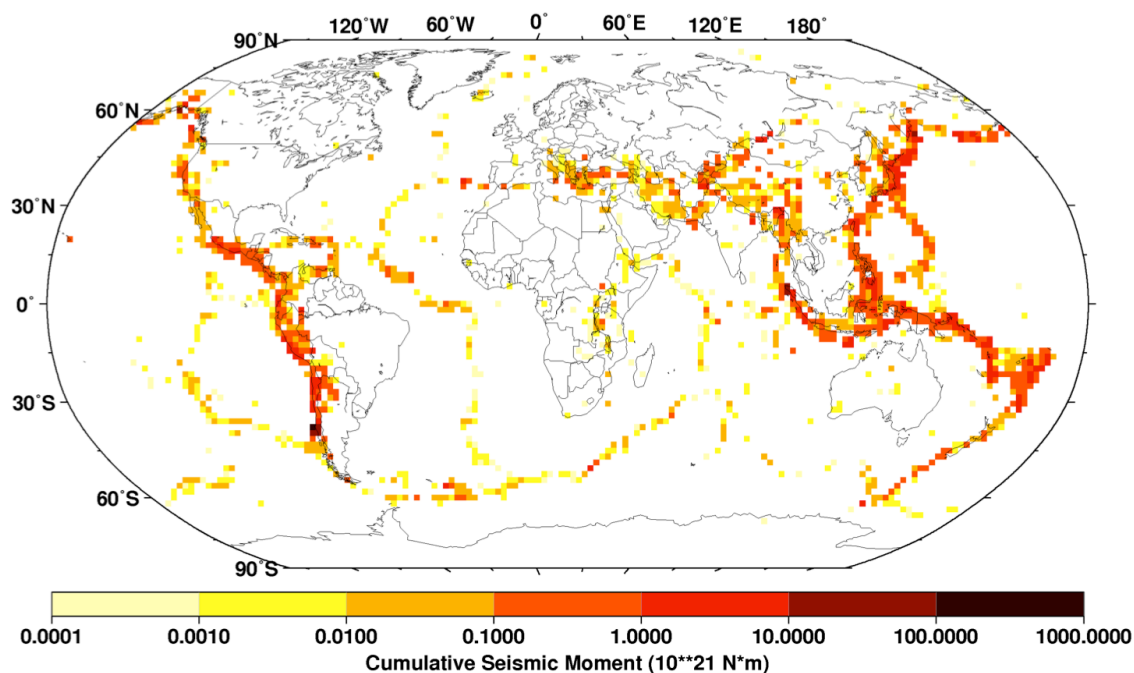


42. ábra. Szubdukciós lemez keresztmetszvény az ISC-GEM előtt (bal) és után (jobb), Jáva.



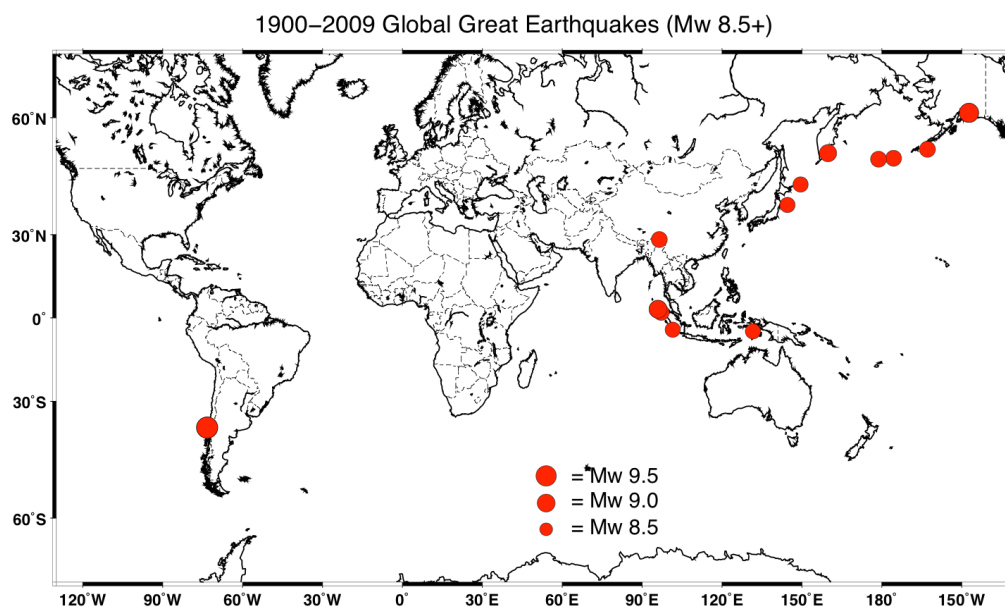
43. ábra. Szubdukciós lemez keresztmetszvény az ISC-GEM előtt (bal) és után (jobb), Szunda.

A **44. ábra** a szeizmikus momentum egy globális $1^\circ \times 1^\circ$ rácstra lebontott kibocsátását mutatja. Térbelileg a szubdukciós zónák mentén szabadul fel a legtöbb energia.



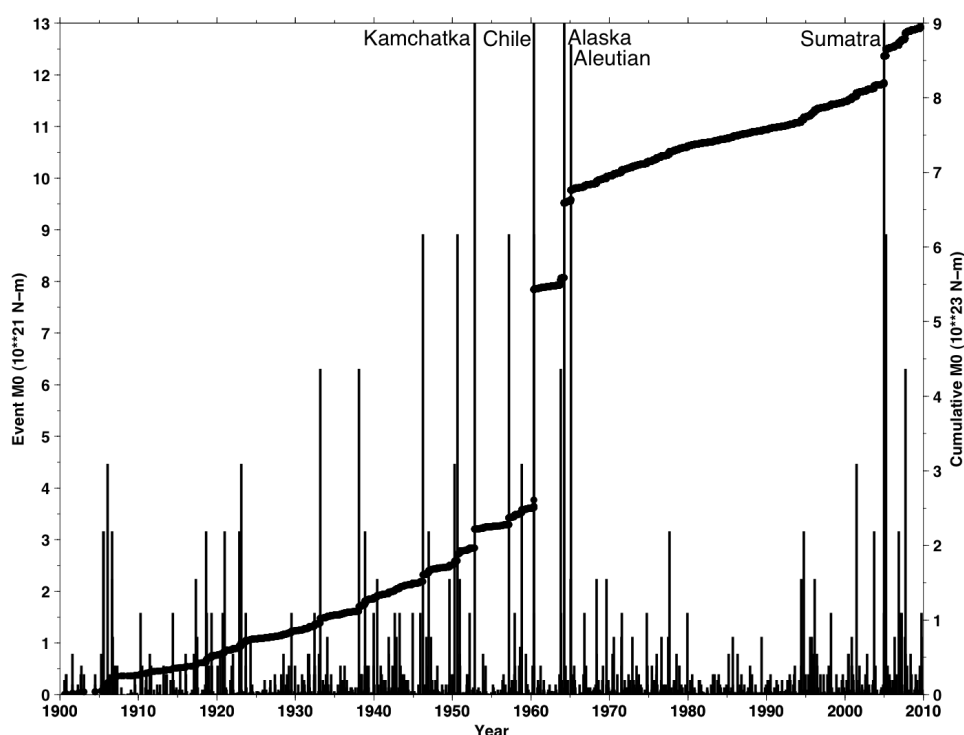
44. ábra. Kumulatív szeizmikus momentum felszabadulás, 1900–2009.

A **45. ábra** az ebben az időszakban kipattant 13 legnagyobb földrengés ($M_w \geq 8.5$) helyét mutatja.



45. ábra. Az 1900–2009 között kipattant 13 legnagyobb földrengés epicentruma.

A **46. ábra** a momentum felszabadulás időbeli eloszlását mutatja az 1900-tól 2009-ig terjedő időszakban. A teljes energia felszabadulás a 110 év során $9 \cdot 10^{23}$ Nm volt, ebből a 13 legnagyobb földrengés, amelyekre $M_w \geq 8.5$ vagy $M_0 \geq 6 \cdot 10^{21}$ Nm, $5.4 \cdot 10^{23}$ Nm energia kibocsátásért volt felelős, ami majdnem a fele a teljes momentum felszabadulásnak. Ha eltekintünk a nagy földrengések okozta hirtelen energiakibocsátástól, akkor egy viszonylag állandó, $0.035 \cdot 10^{23}$ Nm momentum kibocsátási rátát kapunk.



45. ábra. Az 1900-2009 között kipattant földrengések momentum kibocsátásának időbeli eloszlása. A fekete pöttyök a kumulatív energiafelszabadulást jelölik.

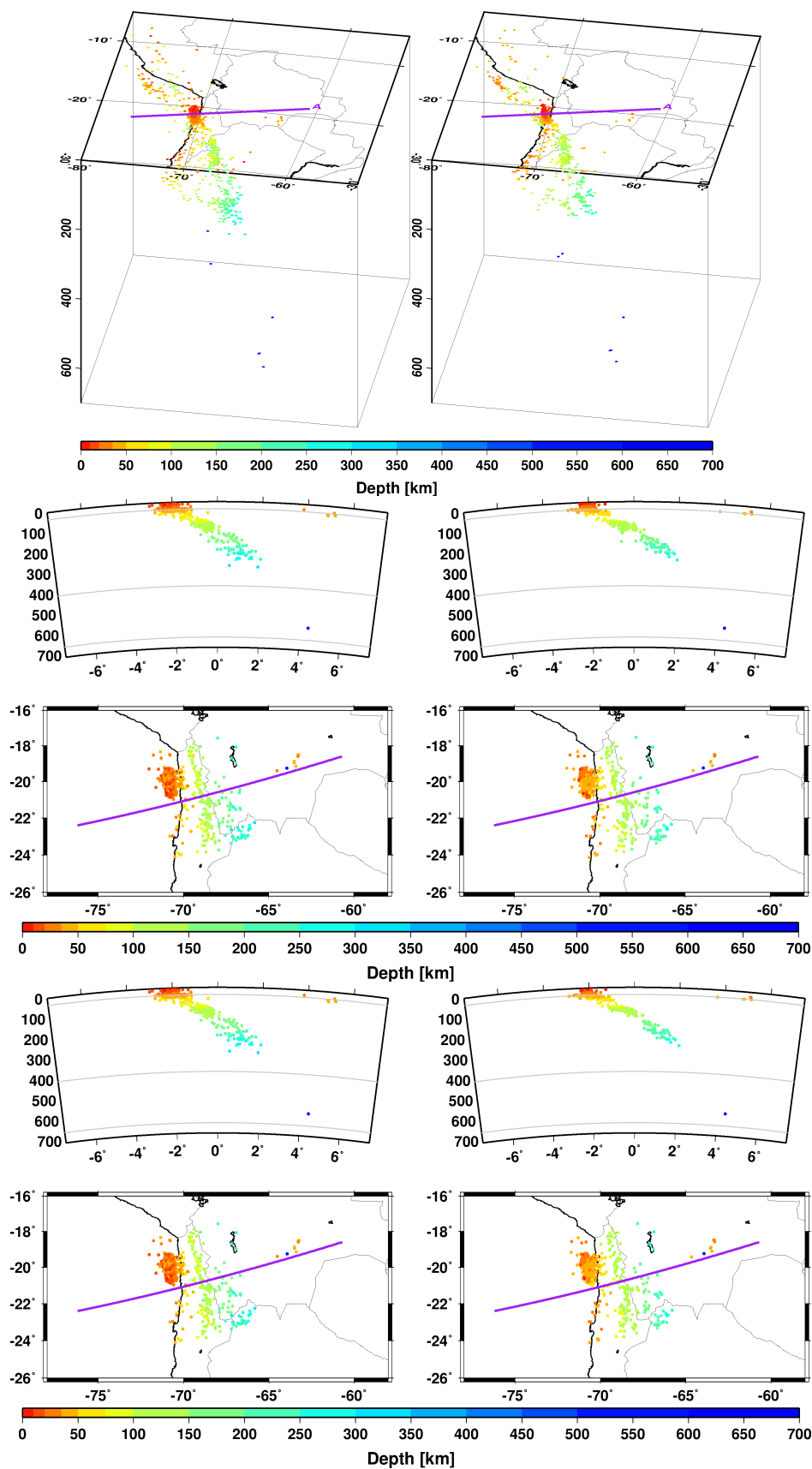
7 iLoc

Az iLoc földrengés meghatározó algoritmus az ISC lokátor (Bondár és Storchak, 2011) továbbfejlesztett változata, ami nemcsak globális bulletinek készítését, mint az ISC vagy NEIC bulletinek, hanem regionális, lokális és nemzeti szeizmológiai szolgálatok igényeit is szolgálja. Az eddigi legfontosabb fejlesztések magukba foglalják a IASPEI által elfogadott International Seismic Format új változatát (ISF2) amit a USGS NEIC már adaptált; az RSTT globális kéreg és felső köpeny modell alapértelmezésbeli használatát; valamint a SeisComp3 feldolgozó rendszerrel való kommunikációt. A SeisComp3 világszerte népszerű adatgyűjtő és adatfeldolgozó rendszer, amit a GEOFON program keretében a German Research Centre for Geoscience GFZ és a Gempa GmbH. fejlesztett ki, és amit a Magyar Nemzeti Szeizmológiai Szolgálat is használ az események automatikus meghatározására és interaktív analízisére.

A **47. ábra** Chile - Bolívia - Peru régióban 2013 júliusa és 2014 májusa között kipattant földrengésekre a NEIC PDE (bal) és az iLoc (jobb) helymeghatározásokat, valamint az Arica szubdukciós lemez keresztshékvényét mutatja a PDE (bal) és iLoc *ak135* illetve RSTT (jobb panelek) menetidő becsléseket használva. Az iLoc algoritmus szorosabbá teszi a szeizmicitás képét, és az új, Dél Amerikára vonatkozó RSTT modell további finomításokat szolgáltat.

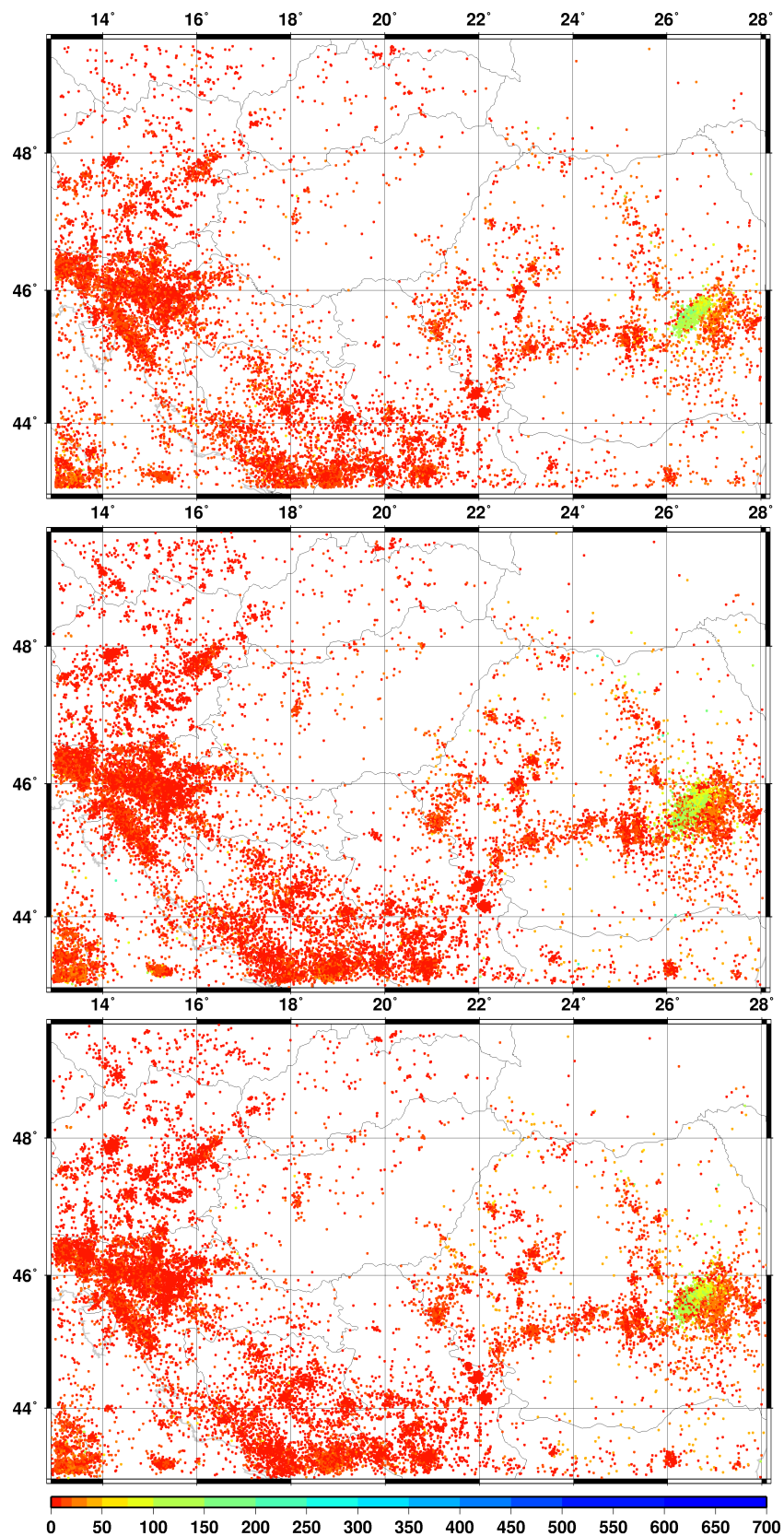
Végül a **48. ábra** a Pannon medence és környezetében 1960 és 2014 között kipattant mintegy 20 ezer földrengés hipocentrumát mutatja az ISC bulletinban, és ugyanezen események iLoc helymeghatározásait *ak135* és RSTT menetidő becslésekkel. Ahogy korábban, az iLoc meghatározások szorosabbra fogják a szeizmicitás képét.

dc_995_15



47. ábra. NEIC PDE (bal) és iLoc (jobb) hipocentrumok 2013 július és 2014 május között a Peru-Chile-Bolívia határvidéken. Középső panel: A szubdukciós lemez keresztmetszévé PDE (bal), iLoc ak135 (jobb) hipocentrumokkal. Alsó panel: PDE (bal) iLoc RSTT (jobb) hipocentrumokkal.

dc_995_15



48. ábra. A Pannon medence és környezete földrengései (1960-2014) ISC Bulletin (fent), iLoc ak135 (középen) és iLoc RSTT hipocentrumokkal (lent).

8 Összefoglalás

Ground truth események szükségesek a különböző helymeghatározó algoritmusok, menetidő korrekciók és a Föld háromdimenziós modelljeinek fejlesztésére, ellenőrzésére és kiértékelésére. A Bondár et al. (2004a) és Bondár és McLaughlin (2009a) GT5 események azonosítására kifejlesztett szelekciós kritériumok széles körben elfogadottá váltak és nagyban hozzájárultak a ground truth adatbázis létrehozásához és minőség biztosításához. A IASPEI Reference Event List (<http://www.isc.ac.uk/gtevents/>) folyamatosan bővül új GT0-5 eseményekkel és mára elengedhetetlen szerepet játszik nemcsak az IMS hálózat lokáció kalibrációjában, hanem regionális és globális sebességmodellek kiértékelésében is. A IASPEI Reference Event List felügyeletét és minőségellenőrzését a IASPEI Working Group on Reference Events for Improved Locations keresztül továbbra is gyakorlom.

Áttekintettem a földrengés helymeghatározás problémáját és az erre eddig született megoldásokat. Bemutattam a hibrid, multi-esemény meghatározó HDC-RCA módszert (Bondár et al., 2008) ami esetenként GT5 pontosságú hipocentrumokat szolgáltat. A HDC-RCA algoritmus előbb a teleszeizmikus adatok segítségével meghatározza az események precíz, egymáshoz képesti relatív pozícióját, majd pedig lokális adatokkal és egy helyi sebességmodell segítségével meghatározza az abszolút helymeghatározás torzításának a becslését, és ezzel korrigálja az események hipocentrumát, hogy pontos helymeghatározásokat kapjon. Ezzel a módszerrel világszerte több mint kétezer GT5 földrengést lehetett azonosítani (Bondár et al. 2008; Bondár és McLaughlin 2009a).

A földrengés helymeghatározási probléma áttekintése során rámutattam, hogy a nem kielégítően modellezett háromdimenziós sebesség heterogenitásokon áthaladó egymáshoz közeli hullámutak korrelált menetidő becslési hibákat okoznak, aminek

figyelmen kívül hagyása a helymeghatározás szisztematikus torzításához és a megoldás bizonytalanságának alulbecsléséhez vezet. Ennek a feloldására fejlesztettem ki egy olyan algoritmust (Bondár és McLaughlin, 2009b), ami a teljes kovariancia mátrix *a priori* becslésén keresztül veszi figyelembe a korrelált modell hiba szerkezetet. Ezt az algoritmust fejlesztettem tovább (Bondár és Storchak, 2011) az International Seismological Centre (ISC) céljaira. Demonstráltam, hogy a Bondár és Storchak (2011) földrengés helymeghatározó algoritmus a Föld szeizmicitásának részletesebb képét adja, pontosabb helymeghatározásokkal és megbízható bizonytalanság becslésekkel.

Az ISC Bulletin a Föld szeizmicitásának meghatározó összefoglalása, ami minden hozzáférhető mérési adatot magába foglal. A 2009 január 1 óta kipattant földrengések az új ISC algoritmussal (Bondár és Storchak, 2011) vannak meghatározva. Tekintve, hogy az ISC lokátor pontossága meghaladja az EHB bulletin (Engdahl et al., 1998) pontosságát, 2009 óta az éves EHB bulletin létrehozása szünetel. Jelenleg az ISC-nél előkészületek folynak a teljes ISC Bulletin újraszámolására az új lokátorral, ami az elkövetkező években fejeződik be. Az ISC helymeghatározó algoritmus szabadon letölthető az ISC weboldaláról vagy az ORFEUS szoftver archívumából.

Az ISC-GEM globális katalógus (Storchak et al., 2013, 2015; Bondár et al., 2015; Di Giacomo et al., 2015a, 2015b), ami az elmúlt 110 év közepes és nagy földrengéseit tartalmazza, az EHB és ISC helymeghatározó algoritmusok kétlépcsős alkalmazásával jött létre. Az ISC-GEM katalógus jelenleg a Föld műszeres adatokból meghatározott szeizmicitásának legpontosabb és leghosszabb rekordját képviseli és globális illetve regionális szintű földrengés veszélyeztetettség és kockázat tanulmányok kiindulópontjául szolgál.

Az ISC lokátor fejlesztése nem áll meg, az új verzió, iLoc lehetővé teszi az új International Seismic Format (ISF2) fileok olvasását és írását, valamint SeisComp3 adatbázisával való kommunikációt. Ez lehetővé tette az iLoc a Magyar Nemzeti Szeizmológiai Szolgálat eljárásaiba való integrálását is. Az iLoc szoftver szabadon letölthető az ORFEUS szoftver archívumából.

A földrengések helymeghatározási módszerek története szorosan összefonódik a számítógépek fejlődésével. Geiger ugyan csak négy évvel a nagy San Francisco-i földrengés után adott formát a helymeghatározási probléma megoldásának, de ennek bevezetése a nagy mainframe számítógépek megjelenéséig váratott magára. Hasonlóképpen, a nemlineáris módszerek csak a 20. század végére váltak kezelhetővé. Az 1980-as évekig a helymeghatározó algoritmusok tipikusan csak néhány tucat első P beérkezéssel voltak képesek megbirkózni; manapság nem ritka, hogy egy nagyobb földrengést több ezer állomáson regisztrálnak, és még ennél is több beérkezést jelölnek ki a hullámformákon. Akár még egy évtizeddel korábban is elképzelhetetlen lett volna közel valós idejű hullámforma korrelációt és double difference helymeghatározást végezni egy sűrű, lokális hálózat adatain (Waldhauser, 2009), vagy egy multi-esemény meghatározó módszerrel több ezer globálisan eloszlott földrengés helyét szimultán meghatározni (Simmons et al., 2012). Ezért azt várhatjuk, hogy a földrengés meghatározó módszerek az egyre növekvő számítógépes kapacitással csak egyre tovább fognak fejlődni.

9 Adatok és források

Az értekezésben használt adatok az ISC (www.isc.ac.uk) és a USGS NEIC (<http://earthquake.usgs.gov>) bulletinjeiből származnak. A IASPEI Reference Event List letölthető az ISC weboldaláról (<http://www.isc.ac.uk/gtevents/>). Az ISC és az iLoc helymeghatározó algoritmusok letölthetők az ORFEUS szoftver gyűjteményéből (http://www.orfeus-eu.org/software/seismo_softwarelibrary.html#location). Az ábrák készítéséhez a Generic Mapping Tool (GMT) szoftvert (Wessel és Smith, 1991) használtam.

10 Hivatkozások

- Abe, K., (1981). Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Int.*, **27**, 72-92.
- Abe, K. and S. Noguchi (1983a). Determination of magnitude for large shallow earthquakes, 1898-1917. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **32**, 45-59.
- Abe, K. and S. Noguchi (1983b). Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 1-11.
- Abe, K., (1984). Complements to "Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1983", *Phys. Earth Planet. Int.*, **34**, 17-23.
- Amante, C. and B.W. Eakins (2009). ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis, *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*.
- Amoruso, A., L. Crescentini and R. Scarpa (2005). Faulting geometry for the complex 1980 Campania-Lucania earthquake from leveling data, *Geophys. J. Int.*, **162**, 156-158.
- Anderson, K.R. (1982). Robust earthquake location using M estimates, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **30**, 119-130.
- Antolik, M., G. Ekström and A. Dziewonski (2001). Global event location with full and sparse data sets using three-dimensional models of mantle *P*-wave velocity, *Pure appl. geophys.* **158**, 291-317.
- Bennett, T.J., V. Oancea, B.W. Barker, Y.-L.Kung, M. Bahavar, B.C. Kohl, J.R. Murphy and I.K. Bondár, (2010). The Nuclear Explosion Database (NEDB): A new database and web site for accessing nuclear explosion source information and waveforms, *Seism. Res. Let.*, **81**, 12- 25.
- Biggs, J., E. Bergman, B. Emmerson, G.J. Funning, J. Jackson, B. Parsons and T.J. Wright. (2006). Fault identification for buried strike-slip earthquakes using InSAR: the 1994 and 2004 Al Hoceima, Morocco earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **166**, 1347-1362, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03071.x.
- Billings, S.D., M.S. Sambridge and B.L.N. Kennett. (1994). Error in hypocenter location: picking, model, and magnitude dependence, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1978-1990.
- Bolt, B.A. (1960). The revision of earthquake epicentres, focal depths and origin times using a high-speed computer, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **3**, 433-440.
- Bolt, B.A. (2006). *Earthquakes*, W.H. Freeman.
- Bondár, I. (1997). Comparison of REB locations with NDC solutions during the GSETT-3 period, *Center for Monitoring Research*, Technical Report CMR-97/11.
- Bondár, I. (1998). Evaluation of PIDC error ellipses, *Center for Monitoring Research*, Technical Report CMR-98/23.
- Bondár, I. and R.G. North (1999a). Development of Calibration Techniques for Potential use by the CTBT International Monitoring System, *Phys. Earth Planet. Int.*, **113**, 11-24.

- Bondár, I., R.G. North and G. Beall (1999b). Teleseismic slowness-azimuth station corrections for the International Monitoring System seismic network, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 989-1003.
- Bondár, I., X. Yang, R.G. North and C. Romney. (2001). Location calibration data for CTBT monitoring at the Prototype International Data Center, *Pure appl. Geophys.*, **158**, 19–34.
- Bondár, I., K. McLaughlin, J. Bhattacharyya, X. Yang (2002). Assessing location improvements without ground truth data, *Seism. Res. Let.*, **73**, 1.
- Bondár, I., S.C. Myers, E.R. Engdahl and E.A. Bergman. (2004a). Epicenter accuracy based on seismic network criteria, *Geophys. J. Int.*, **156**, 483–496; doi 10.1111/j.1365- 246X.2004.02070.x.
- Bondár, I., E.R. Engdahl, X. Yang, H.A.A. Ghalib, A. Hofstetter, V. Kirichenko, R. Wagner, I. Gupta, G. Ekström, E. Bergman, H. Israelsson and K. McLaughlin. (2004b). Collection of a reference event set for regional and teleseismic location calibration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 1,528–1,545.
- Bondár, I., E. Bergman, E.R. Engdahl, B. Kohl, Y.-L. Kung and K. McLaughlin (2008). A hybrid multiple event location technique to obtain ground truth event locations, *Geophys. J. Int.*, **175**, 185–201; doi:10.1111/j.1365- 246X.2008.03867.x.
- Bondár, I. and K. McLaughlin (2009a). A new ground truth data set for seismic studies, *Seism. Res. Let.*, **80**, 465-472.
- Bondár, I. and K. McLaughlin (2009b). Seismic location bias and uncertainty in the presence of correlated and non-Gaussian travel-time errors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **99**, 172-193.
- Bondár, I. and D. Storchak (2011). Improved location procedures at the International Seismological Centre, *Geophys. J. Int.*, **186**, 1220-1244, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05107.x
- Bondár, I. (2012). Identification and collection of ground truth events, Bormann, P. (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)*, doi: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_8.6, *IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences*, Potsdam; <http://nmsop.gfz-potsdam.de>; doi:10.2312/GFZ.NMSOP-2.
- Bondár I., E.R. Engdahl and S.C. Myers (2014). Earthquake Location. In: Beer M., Patelli E., Kougioumtzoglou I., Au I. (Ed.) *Encyclopedia of Earthquake Engineering: SpringerReference* (www.springerreference.com), Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Bondár, I., E.R. Engdahl, A. Villasenor, J.Harris and D. Storchak (2015). ISC-GEM: Global instrumental earthquake catalogue (1900-2009), II. Location and seismicity patterns, *Phys. Earth. Planet. Int.*, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.002, **239**, 2-13.
- Boomer, K.B, R.A. Brazier and A.A. Nyblade (2010). Empirically based ground truth criteria for seismic events recorded at local distances on regional networks with application to Southern Africa, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **100**, 1785-1791.
- Boomer, K.B, R.A. Brazier, J.P. O'Donnell, A.A. Nyblade, J. Kokoska and S. Liu (2013). From carton to rift: Empirically based ground truth criteria for local events recorded on regional networks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **103**, 2295-2304.

- Bratt, S.R. and T.C. Bache (1988). Locating events with a sparse network of regional arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 780-798.
- Buland, R. (1976). The mechanics of locating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 173-187.
- Buland, R. (1986). Uniform reduction error analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 217-230.
- Buland, R. and C. Chapman (1983). The computation of seismic travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 1271-1302.
- Chang, A.C., R.H. Shumway, R.R. Blandford and B.W. Barker. (1983). Two methods to improve location estimates - preliminary results, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 281-295.
- de Hoon, M. J. L., S. Imoto, J. Nolan and S. Miyano (2004). Open source clustering software, *Bioinformatics*, **20**, 1453-1454.
- Dewey, J.W. (1972). Seismicity & tectonics of Western Venezuela, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1711-1751.
- Di Giacomo, D., J. Harris, A. Villaseñor, D.A. Storchak, E.R. Engdahl, W.H.K. Lee and the Data Entry Team (2015a). ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009), I. Data collection from early instrumental seismological bulletins, *Phys. Earth Planet. Int.*, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.003, **239**, 14-24.
- Di Giacomo, D., I. Bondár, I., D.A. Storchak, E.R. Engdahl, P. Bormann and J.Harris (2015b). ISC-GEM: Global instrumental earthquake catalogue (1900-2009), III. Re-computed Ms and mb, proxy Mw, final magnitude composition and completeness assessment, *Phys. Earth. Planet. Int.*, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.005, **239**, 33-47.
- Douglas, A. (1967). Joint epicentre determination, *Nature*, **215**, 47-48.
- Douglas, A., D. Bowers and J.B. Young. (1997). On the onset of P seismograms, *Geophys. J. Int.*, **129**, 681-690.
- Douglas, A., J.B. Young, D. Bowers and M. Lewis. (2005). Variation in reading error in P times for explosions with body-wave magnitude, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **152**, 1-6.
- Dziewonski, A.M., and F. Gilbert (1976). The effect of small, aspherical perturbations on travel times and a re-examination of the correction for ellipticity, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **44**, 7-17.
- Dziewonski, A.M., T.A. Chou, J.H. Woodhouse (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, **86** (B4), 2825-2852.
- Engdahl, E.R. and R.H. Gunst (1966). Use of a high speed computer for the preliminary determination of earthquake hypocenters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 325-336.
- Engdahl, E.R., R. van der Hilst and R. Buland. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 722-743.
- Engdahl, E.R., and A. Villaseñor (2002). Global Seismicity: 1900-1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors), *International*

- Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part A, Chapter 41, 665–690, Academic Press.
- Engdahl, E.R., J.A. Jackson, S.C. Myers, E.A. Bergman and K. Priestley. (2006). Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophys J. Int.*, **167**, 761–778, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03127.x.
- Evernden, J. (1969). Precision of epicenters obtained by small numbers of world-wide stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1365–1398.
- Fisk, M. (2002). Accurate locations of nuclear explosions at the Lop Nor test site using alignment of seismograms and IKONOS satellite imagery, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2911–2925.
- Flanagan, M.P., S.C. Myers and K.D. Koper (2007). Regional travel-time uncertainty and seismic location improvement using a three-dimensional a priori velocity model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 804–825.
- Flinn, E. (1965). Confidence regions and error determinations for seismic event location, *Rev. Geophys.*, **3**, 157–185.
- Frees, E.W. and E.A. Valdez (1998). Understanding relationships using copulas, *North Am. Actuarial J.*, **2**, 1–25, 1998.
- Geiger, L. (1910). Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, **4**, 331–349.
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, *Bull. St. Louis Univ.*, **8**, 60–71.
- Got, J.-L., J. Fréchet and F.W. Klein. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiple relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. Res.*, **99**, 15375–15386.
- Herrin, E. and J. Taggart. (1968). Source bias in epicenter determinations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1791–1796.
- Jeffreys, H. (1932). An alternative to the rejection of observation, *Mon. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, **2**, 78–87.
- Jeffreys, H., and K.E. Bullen (1940). *Seismological Tables*, Brit. Assoc. Adv. Sci., Gray-Milne Trust, London.
- Jordan, T.H. and K.A. Sverdrup. (1981). Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the South-central Pacific, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1105–1130.
- Kennett, B.L.N. and E.R. Engdahl (1991). Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.* **105**, 429–465.
- Kennett, B.L.N. and O. Gudmundsson (1996). Ellipticity corrections for seismic phases, *Geophys. J. Int.* **127**, 40–48.
- Kennett, B.L.N., E.R. Engdahl and R. Buland. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.*, **122**, 108–124.
- Kennett, B.L.N. (2006). Non-linear methods for event location in a global context, *Phys. Earth Planet. Int.*, **158**, 45–64.

- Klein, R.W. (1978). Hypocenter location program HYPOINVERSE, *U.S. Geological Survey Open File Report*, 78-694.
- Kværna, T. (1996). Time shifts of phase onsets caused by SNR variations, *NORSAR Sci. Rep.* 2-95/96, 143-152.
- Lee, W.H.K. and J.C. Lahr (1972). HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geological Survey Open File Report*, 72-224.
- Lienert, B.R., E. Berg and N.L. Frazer (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 771-783.
- Lienert, B.R. and J. Havskov (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seism. Res. Let.*, **66**, 26-36.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant and C. Berge (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: introduction of a Metropolis–Gibbs method and comparison with linear locations, in *Advances in Seismic Event Location*, C.H. Thurber and N. Rabinowitz (Editors), Kluwer, Hingham, Massachusetts, 101–134.
- Milne, J. (1886). *Earthquakes and other earth movements*, New York: Appleton.
- Morozov, I.B., E.A. Morozova, S.B. Smithson, P.G. Richards, V.I. Khalturin and L.N. Solodilov (2005). 3D first-arrival regional calibration model of Northern Eurasia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 951-964.
- Murphy, J.R., W. Rodi, M. Johnson, D.D. Sultanov, T.J. Bennett, M.N. Toksöz, V. Ovtchinnikov, B.W. Barker, D.T. Reiter, A.C. Rosca, and Y. Shchukin (2005). Calibration of International Monitoring System (IMS) stations in Eastern Asia for improved seismic event location, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1535–1560.
- Murphy, J.R., and B.W. Barker (2006). Improved focal-depth determination through automated identification of the seismic depth phases pP and sP, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 1213-1229.
- Myers, S.C. and C.A. Schultz. (2000). Improving sparse network seismic location with Bayesian kriging and teleseismically constrained calibration events, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 199–211.
- Myers, S.C. and C.A. Shultz. (2001). Statistical characterization of reference event accuracy, *Seism. Res. Let.*, **72**, 244.
- Myers, S.C., G. Johannesson and W. Hanley. (2007). A Bayesian hierarchical method for multiple-event seismic location, *Geophys. J. Int.*, **171**, 1049–1063, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03555.x.
- Myers, S.C., G. Johannesson and W. Hanley. (2009). Incorporation of probabilistic seismic phase labels into a Bayesian multiple-event seismic locator, *Geophys. J. Int.*, **177**, 193-204, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.04070.x.
- Myers, S.C., M.L. Begnaud, S. Ballard, M.E. Pasyanos, W.S Phillips, A.L. Ramirez, M.S. Antolik, K.D. Hutcheson, J.J. Dwyer, C.A. Rowe and G.S. Wagner (2010). A crust and upper-mantle model of Eurasia and North Africa for Pn travel-time calculation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **100**, 640–656.
- Myers, S.C., G. Johannesson, and N.A. Simmons (2011). Global-scale P-wave tomography optimized for prediction of teleseismic and regional travel times for

- Middle East events: 1. Data set development, *J. Geophys. Res.*, **116**, B04304, doi:10.1029/2010JB007967.
- Nelsen, R.B. (1999). An introduction to copulas, *Lecture Notes in Statistics*, **139**, Springer-Verlag, New York.
- Nicholson T., M. Sambridge and O. Gudmundsson, (2000). On entropy and clustering in earthquake hypocenter distributions, *Geophys. J. Int.*, **142**, 37-51.
- Pan, J., M. Antolik and A.M. Dziewonski. (2002). Locations of midoceanic earthquakes constrained by seafloor bathymetry, *J. Geophys. Res.*, **107**(B11), 2310, EPM8.1–EPM8.13, doi:10.1029/2001JB001588.
- Parsons, B., T. Wright, P. Rowe, J. Andrews, J. Jackson, R. Walker, M. Khalib, M. Talebian, E. Bergman and E.R. Engdahl. (2006). The 1994 Sefidabeh (eastern Iran) earthquakes revisited: new evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault, *Geophys. J. Int.*, **164**, 202–217, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02655.x.
- Pavlis, G.L. (1986). Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete, practical approach for single-event locations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1699-1717.
- Pavlis, G.L. and J.R. Booker. (1983). Progressive multiple event location (PMEL), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1753–1777.
- Richards, P.G., F. Waldhauser, D. Schaff and W.-Y. Kim. (2006). The applicability of modern methods of earthquake location, *Pure appl. Geophys.*, **163**(2–3), 351–372, doi:10.1007/s00024-005-0019-5.
- Ritzwoller, M.H., N.M. Shapiro, E.A. Levshin, E.A. Bergman and E.R. Engdahl. (2003). Ability of a global three-dimensional model to locate regional events, *J. Geophys. Res.*, **108**(B7), 2353, doi: 10.1029/2002JB002167.
- Rodi, W.L. (2006). Grid-search event location with non-Gaussian error models, *Phys. Earth Planet. Int.*, **158**, 55-66.
- Rodi, W.L. and S.C. Myers (2013). Computation of traveltime covariances based on stochastic models of velocity heterogeneity, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1093/gji/ggt171, **194**, 1582-1595.
- Salvadori, G., C. De Michele, N.T. Kottegoda and R. Rosso (2007). Extremes in Nature: An Approach Using Copulas, *Water Science and Technology Library*, **56**, Springer.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm. I. Searching the parameter space, *Geophys. J. Int.*, **138**, 479–494.
- Sambridge, M.S. and Kennett, B.L.N. (2001). Seismic event location: nonlinear inversion using a neighbourhood algorithm, *Pure appl. geophys.*, **158**, 241–257.
- Schultz, C.A., S.C. Myers, J. Hipp and C.J. Young (1998). Nonstationary Bayesian kriging: A predictive technique to generate spatial corrections for seismic detection, location, and identification, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 1275-1288.
- Schweitzer, J. (2001). HYPOSAT – An enhanced routine to locate seismic events, *Pure appl. geophys.*, **158**, 277-289.

- Shapiro, N.M., and M.H. Ritzwoller (2002). Monte-Carlo inversion of broad-band surface wave dispersion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle, *Geophys. J. Int.*, **151**, 88–105.
- Shapiro, N.M. and M.H. Ritzwoller (2004). Thermodynamic constraints on seismic inversions, *Geophys. J. Int.*, **157**, 1175–1188.
- Shearer, P.M. (2001). Improving global seismic event locations using source-receiver reciprocity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 594–603.
- Sibson, R. (1973). SLINK: An optimally efficient algorithm for the single-link cluster method. *Comp. J.*, **16**, 30-34.
- Simmons, N.A., S.C. Myers, G. Johannesson, and E. Matzel (2012). LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction, *J. Geophys. Res.*, **117**(B10), doi:10.1029/2012JB009525.
- Storchak, D.A., D. Di Giacomo, I. Bondár, E.R. Engdahl, J. Harris, W.H.K. Lee, A. Villaseñor and P. Bormann (2013). Public release of the ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900-2009), *Seism. Res. Let.*, **84**, 810-815.
- Storchak, D.A., Di Giacomo, D., E.R. Engdahl, J. Harris, I. Bondár, W.H.K. Lee, P. Bormann, and A. Villasenor (2015). The ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900-2009): Introduction, *Phys. Earth. Planet. Int.*, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.009, **239**, 48-63.
- Sweeney, J.J. (1996). Accuracy of teleseismic event locations in the Middle East and North Africa, *Lawrence Livermore National Laboratory*, UCRL- ID-125868.
- Sweeney, J.J. (1998). Criteria for selecting accurate event locations from NEIC and ISC bulletins, *Lawrence Livermore National Laboratory*, UCRL-JC-130655.
- Villaseñor, A., and E.R. Engdahl (2005). A digital hypocenter catalog for the International Seismological Summary, *Seism. Res. Let.*, **76**, 554-559.
- Villaseñor, A., and E.R. Engdahl (2007). Systematic relocation of early instrumental seismicity: Earthquakes in the International Seismological Summary for 1960-1963, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 1820-1832.
- Waldhauser, F. and W.L. Ellsworth. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.
- Waldhauser, F., and P.G. Richards. (2004). Reference events for regional seismic phases at IMS stations in China, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 2,265–2,279.
- Waldhauser, F. (2009). Near-real-time double-difference event location using long-term seismic archives, with application to Northern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **99**, 2736-2848.
- Wolfe, C.J. (2002). On the mathematics of using difference operators to relocate earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2879-2892.
- Yang, X., I. Bondár, K. McLaughlin, R.G. North and W. Nagy (2001a). Path-dependent regional phase travel-time corrections for the International Monitoring System in North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 1831-1850.

- Yang, X., I. Bondár, K. McLaughlin and R.G. North (2001b). Source Specific Station Corrections for regional phases at Fennoscandian stations, *Pure Appl. Geophys.* **158**, 35-57.
- Yang, X., I. Bondár, J. Bhattacharyya, M. Ritzwoller, N. Shapiro, M. Antolik, G. Ekström, H. Israelsson and K. McLaughlin (2004). Validation of regional and teleseismic travel-time models by relocating GT events, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 897-919.
- Young, J.B., B.W. Presgrave, H. Aichele, D.A. Wiens and E.A. Flinn (1996). The Flinn-Engdahl regionalization scheme: the 1995 revision, *Phys. Earth Planet. Int.*, **96**, 223-297.
- Zhang, H. and C.H. Thurber. (2003). Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1875-1889.
- Zoeppritz, K. (1907). Über Erdbebenwellen II. Laufzeitkurven, *Nachrichten Kön. Gesell. Wissen. Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse*, 529-549.